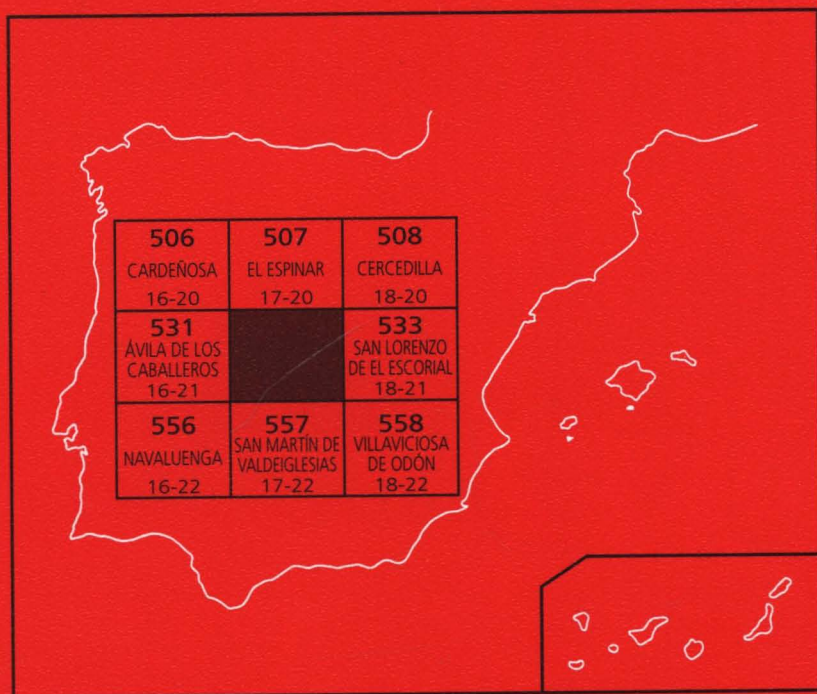




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



LAS NAVAS DEL MARQUÉS



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LAS NAVAS DEL MARQUÉS

Segunda serie. Primera edición 1990
Reimpresión 2004

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por los equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S.A. y al Dpto. de Petrología de la U.C.M. de Madrid, en el marco del convenio establecido entre el ITGE y la Universidad Complutense de Madrid. Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa Geológico: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S.A.), R. Casillas (U.C.M.), M. Navidad, J.G. de Pablo García (EGEO, S.A.), M. Peinado Moreno (U.C.M.) y V. Villaseca (U.C.M.).

Memoria:

- *Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica:* F. Bellido (GEOPRIN, S.A.), J.G. de Pablo Macía (EGEO, S.A.) y M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.).
- *Petrología:* F. Bellido (GEOPRIN, S.A.), R. Casillas (U.C.M.), C. Casquet (U.C.M.), M. Navidad (U.C.M.), M. Peinado (U.C.M.), M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.) y C. Villaseca (U.C.M.).
- *Tectónica Hercínica:* J.G. de Pablo Macía (EGEO, S.A.) y J. Macaya (Univ. Salamanca).
- *Tectónica Tardihercínica y Alpina:* R. Capote (U.C.M.), J.M. González Casado (U.C.M.) y de G. de Vicente (U.C.M.).
- *Geomorfología:* J. de Dios Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y R. Villasante (EGEO, S.A.).
- *Geológica Económica:* A. Merlos (GEOPRIN, S.A.).

Asesoría en Geología Estructural:

- *Tectónica Hercínica:* F. González Lodeiro (Univ. Granada).

Asesoría en Sedimentología: A. Alonso Millán (U.C.M.), I. Armenteros (Univ. Salamanca) y C. Dabrio (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico: J. de Dios Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.), J. Pedraza (U.C.M.) y R. Villasante (EGEO, S.A.).

Dirección y supervisión: A. Pérez González y C. Ruiz García (I.G.M.E.).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Web: <http://www.igme.es>
ISBN: 84-7840-544-5
Depósito Legal: M-25878-2004
N.I.P.O.: 405-04-013-3
Primera Edición 1990
Reimpresión 2004

INDICE

1 INTRODUCCIÓN	7
1.1 Situación geográfica	7
1.2 Antecedentes	8
1.3 Encuadre geológico	10
2 ESTRATIGRAFÍA	11
2.1 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de Ojos Albos-La Cañada- El Tiemblo	11
2.1.1 Ortoneises Glandulares	13
2.1.2 Metasedimentos de grado medio-alto	15
2.1.3 Metasedimentos de grado medio-bajo	16
2.2 Estratigrafía del afloramiento metamórfico de El Escorial	17
2.2.1 Ortoneises glandulares y leuconeises	18
2.2.2 Metasedimentos	19
3 PETROLOGÍA	19
3.1 Descripción de los materiales	19
3.1.1 Metasedimentos del Dominio de la Cañada	20
3.1.1.1 Metasedimentos pelíticos y samíticos de grado bajo del Macizo de la Cañada	23
3.1.1.2 Metasedimentos del sector central	26
3.1.2 Metasedimentos del Dominio de El Escorial	28
3.1.3 Ortoneises	28
3.1.3.1 Ortoneises glandulares	30
3.1.3.2 Ortoneises glandulares melanócratos	31
3.1.3.3 Ortoneises con glándulas homométricas (La Hoya)	31
3.1.3.4 Leuconeises	32
3.1.4 Rocas Graníticas Hercínicas	32
3.1.4.1 Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados	33
3.1.4.2 Cuarzodioritas y tonalitas deformadas	35
3.1.4.3 Adamellititas porfídicas con cordierita (Tipo Hoyo de Pinares)	37
3.1.4.4 Adamellititas con cordierita y megacristales	38
3.1.4.5 Adamellititas con megacristales y microagregados biotíticos (Tipo Navas del Marqués)	40
3.1.4.6 Adamellititas porfídicas con cordierita (Tipo Ciudad Ducal)	40
3.1.4.7 Leucogranitos de grano grueso (Tipo Perguerinos)	42
3.1.4.8 Leucogranitos	42
3.1.5 Rocas Filonianas	42

3.1.5.1 Aplitas	42
3.1.5.2 Microdioritas	43
3.1.5.3 Pórfidos graníticos	43
3.1.5.4 Diabasas	44
3.1.5.5 Camptonitas	44
3.1.5.6 Cuarzo	45
3.2 Metamorfismo	45
3.2.1 Metamorfismo Regional	45
3.2.2 Metamorfismo de Contacto	47
3.3 Geoquímica y petrogénesis	47
3.3.1 Rocas Metamórficas Paraderivadas	47
3.3.2 Rocas Ígneas Prehercínicas	48
3.3.3 Rocas Ígneas Hercínicas	48
3.3.3.1 Leucogranitos deformados	48
3.3.3.2 Cuarzodioritas y Tonalitas deformadas	51
3.3.3.3 Adamellitas tipo Hoyo de Pinares	51
3.3.3.4 Adamellitas tipo Navas del Marqués	54
3.3.3.5 Leucogranitos	54
3.3.3.6 Consideraciones generales sobre la variabilidad de las series ígneas granitoides	54
3.4 Geocronología	62
4 TECTÓNICA	62
4.1 Orogenia hercínica	62
4.1.1 Primera fase de deformación (D1)	63
4.1.2 Segunda fase de deformación (D2)	63
4.1.3 Tercera fase de deformación (D3)	64
4.1.4 Cuarta fase de deformación (D4)	65
4.1.5 Quinta fase de deformación (D5)	66
4.1.6 Las fallas dúctiles normales	66
4.1.7 Tectónica Tardiherciniana	67
4.1.7.1 Etapa Malagón	68
4.1.7.2 Etapa Hiendelaencina	68
4.2 Tectónica Alpina	68
4.2.1 Etapa Ibérica	69
4.2.2 Etapa N-S	69
4.2.3 Etapa Guadarrama	69
5 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES	79
5.1 Las superficies de erosión	80
5.2 El modelado de detalle, la evolución cuaternaria	81
5.2.1 Fenómenos fluviales y asociados	82
5.2.2 Fenómenos glaciares y periglaciares	83
5.2.3 Fenómenos gravitacionales y/o mixtos	83

5.3 Sistema Cartográfico	84
5.4 Descripción de las unidades	85
5.4.1 Superficie tipo penillanura en Cumbres	85
5.4.2 Superficie tipo penillanura en Paramera	86
5.4.3 Laderas	86
5.4.4 Superficie tipo Pediment	87
5.4.5 Fondos de depresiones interiores y corredores	87
5.5 Descripción de los elementos	87
5.5.1 Elementos asociados a las superficies de erosión	88
5.5.2 Elementos periglaciares	88
5.5.3 Elementos coluviales	88
5.5.4 Elementos fluviales y de procesos asociados	89
6 HISTORIA GEOLÓGICA	91
7 GEOLOGÍA ECONÓMICA	96
7.1 Minería y canteras	96
7.1.1 Mineralizaciones filonianas	97
7.1.2 Mineralizaciones de magnesita	98
7.1.3 Skarns con magnetita	98
7.2 Hidrogeología	99
8 BIBLIOGRAFÍA	100

1 INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Las Navas del Marqués está situada en la zona límite entre las provincias de Ávila, Madrid y Segovia y toma su nombre de la población de Las Navas del Marqués que se encuentra aproximadamente en el centro geométrico de la Hoja.

En la mitad norte de la Hoja se localiza la Sierra de Malagón, que corresponde al extremo más occidental de la Sierra de Guadarrama. Esta Sierra está constituida por una cadena de elevaciones con relieve relativamente suave y determina la divisoria de las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Tajo. En ella se encuentran algunas de las cotas más elevadas de la Hoja, que son La Cabeza de Navazuelo (1642 m.) y el Cerro de Cirunalejo (1630 m.) y que flanquean el puerto del Descargadero. Otras elevaciones importantes corresponden al Cerro de La Verecilla (1641 m.) también en la Sierra de Malagón y el Cerro de San Benito (1625 m.) situado este último en la cadena de elevaciones que discurren de norte a sur entre la localidad de Peguerinos y Robledo de Chavela.

La cota media es bastante considerable, encontrándose la mayor parte de las superficies de la Hoja por encima de los 1000 m. y no descendiendo de los 800 m. más que en algunos valles en el extremo sur.

Los ríos más importantes son el Cofio con su afluente el río de La Aceña, el río Sotillo, con sus afluentes Valdecobos y Palizas y el río Becedas con el arroyo de Las Peñas. Todos estos ríos y arroyos corresponden a la Cuenca Hidrográfica del Tajo.

Un esquema de los rasgos geográficos fundamentales de esta Hoja se encuentra en la figura 1.

Los estudios geológicos realizados en esta Hoja, dada la naturaleza de los materiales aflorantes, se han centrado fundamentalmente en aspectos de petrología ígnea y metamórfica y en diversos puntos de la tectónica hercínica y posthercínica. Estos estudios abarcan desde temas muy detallados y locales de las problemáticas referidas hasta amplios trabajos de encuadre dentro de dominios geológicos de mayor entidad.

Entre los trabajos de mayor interés se encuentran los de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y GARCÍA DE FIGUEROLA (1960) que realizan el mapa geológico a escala 1:50.000 y la correspondiente memoria, CAPOTE y VEGAS (1968) que estudian los afloramientos metamórficos de la provincia de Ávila, FUSTER y MORA (1970) que estudian el metamorfismo del afloramiento metamórfico de Ojos Albos-La Cañada Cebreros, CAPOTE (1971, 1973) que estudia la mitad septentrional de dicho afloramiento en su aspecto tectónico y estratigráfico principalmente, PEINADO (1970-1973) que estudia el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado desde el punto de vista del metamorfismo regional y PEINADO y ÁLVARO (1981) que estudian el sector septentrional del Afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado en sus aspectos petrológicos y tectónicos.

Bajo el punto de vista de la problemática hercínica generalizada del Sistema Central también son de destacar los trabajos de BARD *et al.* (1970) y BELLIDO *et al.* (1981) que presentan una visión de síntesis sobre estos aspectos.

También para sectores más amplios son de destacar los trabajos de CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) CAPOTE *et al.* (1977) y FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCOS (1985) bajo el punto de vista estratigráfico, los de CAPOTE *et al.* (1981) UBANELL (1981) CAPOTE *et al.* (1982) y CAPOTE (1983,1985) bajo el punto de vista de las rocas graníticas y los de WAARD (1950), HEIM (1952), GARCÍA CACHO (1973) FUSTER *et al.* (1974) LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) bajo el punto de vista del metamorfismo regional.

La problemática de los ortoneises glandulares ha sido estudiada en sus aspectos generales por NAVIDAD (1975, 1979) y PEINADO (1985).

Los datos geocronológicos sobre rocas ígneas hercínicas o prehercínicas son escasos y se restringen a los presentes en MENDES *et al.* (1972) VIALETTE *et al.* (1981), VIALETTE *et al.* (1986) IBARROLA *et al.* (en prensa) y BISCHOFF *et al.* (en prensa).

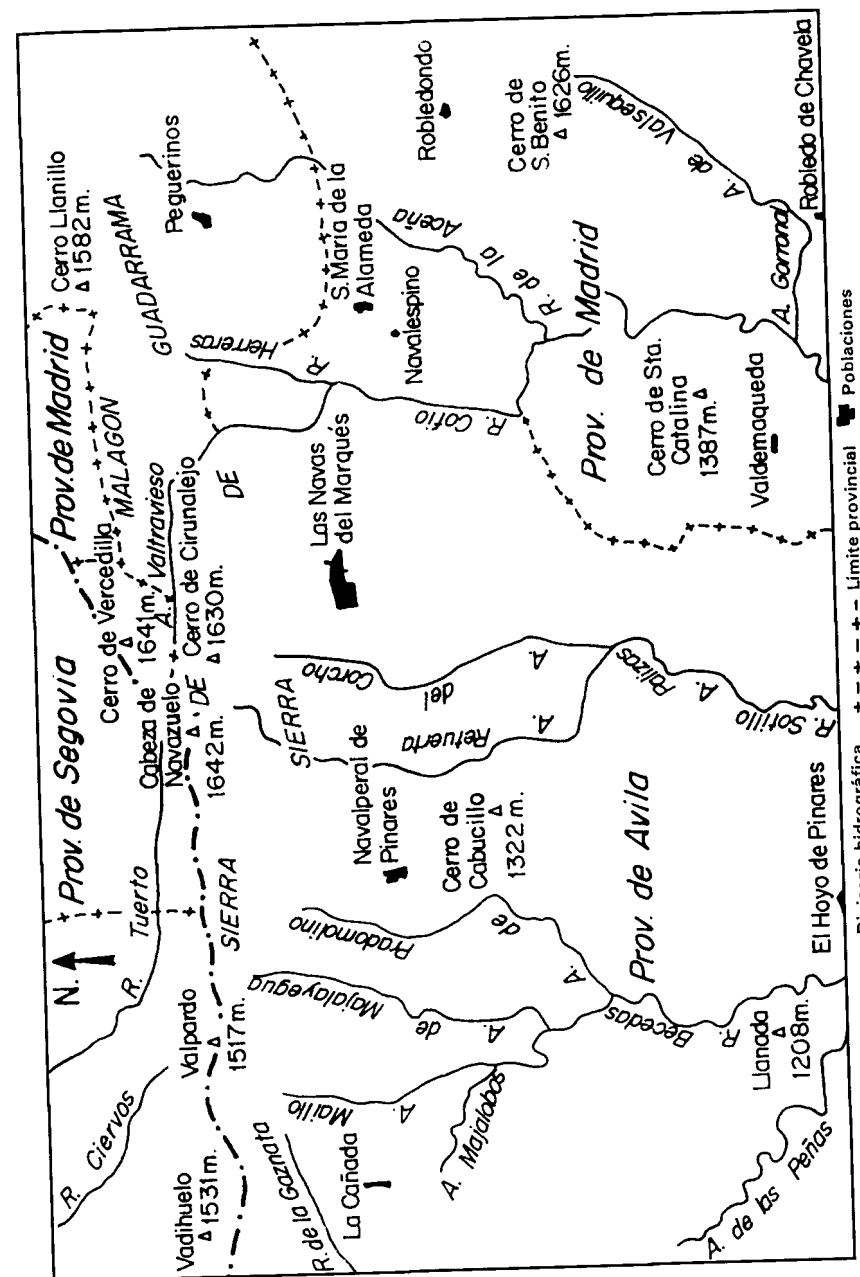


Fig. 1 Esquema geográfico de la Hoja

La secuencia de emplazamiento de las rocas y su relación con los procesos de fracturación ha sido estudiada por UBANELL (1976, 1981).

1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales aflorantes en esta Hoja pertenecen al conjunto ígneo y metamórfico del Macizo Hercínico, y tienen edades precámbricas-preordovícicas. Los materiales metasedimentarios y ortoneísicos constituyen los afloramientos de el Escorial-Villa del Prado y Ojos Albos-La Cañada-Cebreros, mientras que en el resto de la Hoja se encuentra un importante conjunto de granitoides tardi y postcinemáticos con respecto a las fases tectónicas principales.

Esta Hoja se localiza dentro de la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o en la zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972), cuyas características estratigráficas fundamentalmente son:

- Precámbrico constituido por series tipo "Ollo de Sapo" y similares y por esquistos y metagrauvas en series muy potentes cuya edad puede extenderse hasta el Cámbrico Inferior.
- Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas y ocasionalmente de calizas y liditas.
- Ordovícico Inferior poco potente al igual que el Westfaliense Superior y el Estefaniense.

Esta zona se encuentra en el límite entre el Dominio Occidental y el Dominio Central del Sistema Central Español según la subdivisión del Sistema Central realizada por BELLIDO *et al.* (1981), consistiendo las diferencias principales entre estos dominios en la presencia de series ordovícicas, presencia de materiales de bajo grado metamórfico y una mayor abundancia de rocas graníticas.

Según la subdivisión del Sistema Central de CAPOTE *et al.* (1982) esta Hoja está situada en la divisoria entre los Complejos de Guadarrama (mitad E.) y Gredos (mitad O.) siendo las características y límites de estos complejos muy similares a las de los dominios definidos por los autores precedentes. En este último trabajo se indica la similitud existente entre los materiales preordovícicos del Complejo de Gredos y los del Complejo Esquisto-Grauváquico de Salamanca.

Dentro de esta Hoja la mayor parte de los materiales metamórficos aflorantes se encuentran en grado medio y alto, no apareciendo materiales de grado medio-bajo más que en el extremo meridional del afloramiento de Ojos Albos-La Cañada-Cebreros. Tanto en este afloramiento como en el del El Escorial-Villa del Prado se encuentran grandes masas de ortoneises glandulares, si bien en este último es en el que alcanzan una mayor importancia y complejidad, constituyendo la mayor parte de los materiales existentes.

También en este afloramiento cobran cierta importancia los metasedimentos carbonatados que por el contrario carecen de representación en el afloramiento de Ojos Albos-La Cañada-Cebreros. Este último, aparte de por ortoneises glandulares que se encuentran en la zona septentrional, está constituido fundamentalmente por un conjunto monótono de metasedimentos esquistosos con intercalaciones

metasamíticas subordinadas observándose una notable disminución del grado metamórfico de estos materiales hacia el sur.

El resto de materiales de esta Hoja está representado por granitoides hercínicos tardi y postcinemáticos que intruyen sobre los ortoneises y los metasedimentos produciendo sobre ellos un metamorfismo de contacto cuya evidencia a escala de campo es poco apreciable en la mayoría de los casos debido al grado de metamorfismo de estos materiales.

Las estructuras fundamentales de los afloramientos metamórficos corresponden a la tectónica polifásica hercínica que determina una superposición de éstas. Las primeras fases son de carácter dúctil y originan pliegues vergentes y cabalgamientos, asociándose a ellas la generación de esquistosidades. La última etapa principal también afecta parcialmente a alguna de las unidades plutónicas (Macizo de Hoyo de Pinares).

Las últimas etapas hercínicas tienen carácter frágil y determinan la fracturación del conjunto ígneo y metamórfico, aunque parte de la fracturación está relacionada con los movimientos alpinos que a su vez han reactivado alguna de las fracturas hercínicas.

2 ESTRATIGRAFÍA

2.1 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO METAMÓRFICO DE OJOS ALBOS-LA CAÑADA-CEBREROS

Este afloramiento metamórfico puede subdividirse en esta Hoja en tres grandes sectores con base en la naturaleza y grado de metamorfismo de los materiales que lo constituyen. En el sector situado al N. de la Cañada los materiales predominantes son ortoneises glandulares. El sector Central se extiende entre La Cañada y aproximadamente el paralelo de San Bartolomé de Pinares y los materiales que afloran en él, corresponden a un conjunto de metasedimentos esquistosos y neísicos. El sector meridional abarca hasta el extremo sur de la Hoja y las rocas que afloran en él son fundamentalmente filitas de grano fino con algunas intercalaciones metasamíticas.

El grado metamórfico de estos materiales decrece notablemente de norte a sur siendo alto en la mitad septentrional donde se desarrollan importantes procesos de migmatización y medio-bajo en el extremo meridional.

La edad de estos materiales, según los diversos autores que los han estudiado se sitúa en la mayoría de los casos en un intervalo Precámbrico-Preordovícico.

2.1.1 Ortoneises glandulares (17)

Estos materiales constituyen un afloramiento que se extiende desde la localidad de La Cañada hacia el vértice noroccidental de la Hoja, formando una banda irregular en dirección N-S. que se encuentra interrumpida en su extremo meridional por el afloramiento granítico de El Arroyo de La Gaznata.

Estos ortoneises glandulares presentan contactos netos y concordantes desde el punto de vista tectónico con los metasedimentos de alto grado del Macizo Metamórfico de La Cañada. Dentro del afloramiento ortoneísico, al SE del manantial de la Ventilla en la carretera de Ávila se corta un pequeño afloramiento de paraneises que puede corresponder a un pliegue o a un enclave, resultando problemático el establecer con certeza la auténtica naturaleza de este afloramiento.

Bajo el punto de vista litológico, estas rocas son unos neises glandulares que están afectados por un fuerte grado de migmatización con carácter generalizado. Las glándulas están constituidas por monocristales de feldespato potásico que presentan secciones subidiomorfas, subredondeadas o alentejonadas y fuertemente estiradas; fluctúan entre 2 y 6 cm., aunque no es raro encontrar algunas mayores, habiéndose observado en un caso una de 12 cm. de longitud. La distribución de tamaños de las glándulas es en general bastante heterogénea.

La matriz de estos neises es bastante rica en biotita lo que contribuye a que se encuentre una foliación bien definida en los tipos menos migmatizados. Esta foliación está afectada por replegamientos. En estas bandas micáceas puede observarse la presencia de fibras de sillimanita y cantidades subordinadas de moscovita.

El resto de la matriz está integrada por componentes cuarzo-feldespáticos que se agrupan en capas leucocráticas más o menos groseras intercaladas entre las capas félicas micáceas.

El aspecto textural de los componentes leucocráticos de la matriz es bastante variable dependiendo del grado de migmatización, pero en general aparece como un conjunto granudo de grano medio-heterogranular.

Debido a la migmatización, el aspecto que presentan estas rocas puede ser bastante heterogéneo incluso a nivel de un mismo afloramiento. Así se observa que la foliación plegada puede estar afectada por un fuerte grado de desestructuración con bolsadas irregulares de carácter nebulítico en las que se encuentra una masa granitoide migmatítica con glándulas dispersas y bandas biotíticas en vía de disgregación. En otros casos, se observa una fuerte segregación y concentración de bandas de leucosomas granitoides que interrumpen irregularmente a las bandas micáceas, apreciándose tránsitos difusos entre las zonas menos migmatizadas y los movilizados granitoides. No obstante, los movilizados migmatíticos pueden presentar diverso grado de extravasamiento, independizándose como pequeñas masas y venas leucograníticas inhomogéneas que cortan a los neises migmatíticos. En estos granitoides leucocráticos, los minerales ferromagnesianos están representados principalmente por biotita y cordierita, que se encuentran en forma de "copos irregulares transformados a mica".

Afloramientos representativos de estos neises pueden observarse en la zona situada al N. de La Cañada y al O. de Escuernacabras.

En un sector situado junto al límite septentrional de la Hoja, al N. de La Casa de Ciervos, se encuentra una variedad de neises glandulares más pobres en mica y que tienen glándulas más pequeñas, cuyos tamaños fluctúan en torno a 2-3 cm. Estos neises también están fuertemente migmatizados y tiene una matriz granitoide de grano medio en las que la biotita forma copos y pequeñas hiladas. También en este sector, se encuentran neises transicionales a los tipos más micáceos, en

los que se aprecia un mayor tamaño de los copos biotíticos que tienden a coalescer definiendo más netamente la foliación.

Además del pequeño afloramiento metasedimentario referido anteriormente, se encuentran algunos otros de dimensiones métricas o decimétricas de metasedimentos dentro de los neises glandulares como por ejemplo junto al límite N. de la Hoja, al O. de la zona de Serones. No se ha detectado en estos materiales la presencia de inclusiones de naturaleza litológica contrastada que sean identificables con un cierto margen de seguridad como enclaves.

Estos neises pueden aflorar como bloques y bolos irregulares y de superficie rugosa, pero se encuentran considerables extensiones sin resaltes morfológicos y con malos afloramientos.

Estos neises se encuentran estructuralmente en la base del conjunto metamórfico y por su naturaleza litológica y textural corresponden posiblemente a antiguos granitoides, habiendo ya sido propuesto el posible carácter ortoderivado de estas rocas por CAPOTE (1971).

Respecto a la edad de estos materiales, CAPOTE y VEGAS (1968) indican la analogía entre estos materiales y los neises "Ollo de Sapo", sugiriendo una posible edad precámbrica, opinión que es posteriormente ratificada por CAPOTE (1971). No obstante, otros autores entre los que se encuentran FUSTER y MORA (1970) consideran más procedente el asignar a estas rocas una edad preordovícica, siendo propuesta una posible edad cámbrica por APARICIO et al. (1975).

En relación con estos neises glandulares se encuentran algunas "intercalaciones" de neises leucocráticos de grano medio y composición esencial cuarzo-feldespática que constituyen pequeños afloramientos de los que los más importantes se encuentran en las inmediaciones de La Cañada y corresponden a los neises leptiniticos descritos por CAPOTE (1971).

2.1.2 Metasedimentos de grado medio-alto (20)

Este conjunto de metasedimentos constituye la zona central del Macizo metamórfico de La Cañada y está compuesto por una serie de materiales de composición predominantemente pelítica con intercalaciones de rocas metasamíticas. Los límites oriental y occidental de este afloramiento están determinados por intrusiones graníticas tardi y postcinemáticas. El límite sur queda definido por el tránsito a los metasedimentos filíticos y esquistosos de inferior grado metamórfico, mientras que por el norte, y en la zona noroccidental estos metasedimentos se encuentran en contacto con los ortoneises glandulares. El contacto con estos últimos materiales es neto y concordante bajo el punto de vista estructural.

Dentro del área de afloramiento de estos metasedimentos se localiza una pequeña intrusión de rocas cuarzodioríticas y un importante número de pequeñas masas paraconcordantes-discordantes de leucogranitos y pegmatitas heterogéneas con una intensidad de deformación variable.

Los materiales más representativos de este conjunto de metasedimentos son unos esquistos y paraneises metapelíticos ricos en minerales micáceos y con un bandeado metamórfico más o menos marcado. Este bandeado está definido por

la segregación de bandas cuarzofeldespáticas y lentejones de cuarzo de espesor variable según la intensidad del metamorfismo regional. La intensidad del bandeo es función de la intensidad del metamorfismo, alcanzando su mayor desarrollo en la zona septentrional en la que se alcanzan grados apreciables de migmatización importantes con leucosomas, que llegan a coalescer según una red que interrumpe y desdibuja las estructuras previas.

En la zona septentrional los componentes minerales no cuarzofeldespáticos de estas rocas están representados fundamentalmente por biotitas con proporciones subordinadas de moscovita y sillimanita. Estos minerales constituyen las bandas oscuras de las rocas bandeadas y gran parte de algunos esquistos en los que los componentes cuarzofeldespáticos aparecen en proporciones limitadas. De forma bastante generalizada, se observa que en estos metasedimentos la proporción de moscovita aumenta hacia el sur, en sentido inverso al incremento de intensidad del metamorfismo. La proporción de minerales micáceos en estas rocas es bastante variable encontrándose desde paraneises relativamente ricos en elementos cuarzofeldespáticos a micaesquistos de grano medio-grueso en los que las micas son los componentes más abundantes. El bandeo metamórfico está mejor definido en las zonas septentrionales de más alto grado metamórfico próximas a la localidad de La Cañada. También se encuentran bandeados bien definidos en afloramientos meridionales, en la zona de La Fuente del Coreo y en la proximidad al límite occidental de la Hoja, al este del camino de San Bartolomé de Pinares.

Dentro de este conjunto de metasedimentos se encuentran con relativa frecuencia intercalaciones de rocas metasamíticas que destacan por una mayor resistencia a la erosión, formando bancos y capas tableadas que resaltan frente a los materiales metapelíticos, en los que la erosión no pone en evidencia la estratificación. Estas rocas metasamíticas se caracterizan por un menor contenido en componentes micáceos y por un menor tamaño de grano.

Al igual que en el caso de los materiales más pelíticos, los minerales no cuarzofeldespáticos están representados fundamentalmente por biotita y moscovita, pudiendo encontrarse escasas proporciones de sillimanita. Con respecto a su composición, entre estas rocas predominan los tipos areniscosos no cuarcíticos, aunque se encuentran algunos bancos blanquecinos de rocas muy ricas en cuarzo. Los colores de estas rocas varían entre grisáceos más o menos oscuros y colores cremas, en función de la proporción de biotita y del grado de alteración. A nivel de afloramiento en estas rocas pueden apreciarse en ocasiones estructuras sedimentarias como estratificación y laminaciones, y sus alternancias ponen en evidencia las estructuras de plegamiento. Afloramientos representativos de estas rocas pueden observarse en los taludes de la carretera a Ávila en el límite occidental de la Hoja y en algunos resaltes de los taludes de la carretera de La Cañada a Cebreros (entre los km. 5 y 7).

En asociación con algunos de estos materiales areniscosos pueden encontrarse lentejones y capas de metasamitas anfibólicas y de rocas calcosilicatadas que corresponden a bancos con componentes calcáreos. Estas rocas en la mayoría de los casos aparecen como bloques y cantos sueltos en los que la estratificación se encuentra bien marcada por bandas de distinta composición mineralógica, con colores blanquecinos, verdosos o cremas.

Estos metasedimentos corresponden a los neises oscuros, micacitas y cuarcitas de los conjuntos segundo y tercero definidos por CAPOTE y VEGAS (1986) en el afloramiento de La Cañada-Cebreros y a los neises de grano fino bandeados de FUSTER y MORA (1970) y al conjunto de los neises pelíticos de La Cañada y la Formación de Navacarros de CAPOTE (1971).

La edad de este conjunto metamórfico es Precámbrica para los primeros autores referidos, mientras que FUSTER y MORA (1970) se inclinan a favor de una edad Preordovícica. Para CAPOTE (1971) la edad de estos metasedimentos se situaría en el límite entre el Cámbrico y el Precámbrico.

2.1.3 Metasedimentos de grado medio-bajo (20)

Los materiales incluidos en este epígrafe corresponden a los metasedimentos que afloran en la zona sur del sector del Macizo de La Cañada comprendido en esta Hoja.

Las relaciones de estos materiales con los metasedimentos de la zona septentrional son aparentemente concordantes, diferenciados de ellos principalmente por el tamaño de grano que es menor en este caso.

En su conjunto, estos metasedimentos corresponden a una serie de esquistos de grano fino y filitas con intercalaciones de materiales en proporciones subordinadas. Los afloramientos de este conjunto son con frecuencia bastante deficientes sobre todo en las zonas de topografía plana o suavemente alomada, encontrándose extensas superficies en que sólo aflora un canturreal degradado en que abundan cantos de venas y segregaciones de cuarzo.

Los materiales más representativos de este conjunto son unas filitas micáceas de grano fino de color dorado o plateado en las que con frecuencia se encuentran dispersos granates con tamaño del orden de un milímetro que tienen sombras de presión orientadas concordantemente con la lineación mineral. También con relativa frecuencia en estas filitas puede observarse la presencia de fenoblastos de andalucita sobre las superficies de esquistosidad. Estos fenocristales tienen secciones rectangulares alargadas y presentan bordes desflecados, pudiendo alcanzar ocasionalmente dimensiones de 15 X 1 cm., en un afloramiento en la zona de Las Lagunillas. La orientación de estos fenoblastos sobre la superficie de esquistosidad no es muy rígida pero tiende a coincidir con la lineación mineral de la matriz. Afloramientos característicos de estos materiales pueden observarse en los cortes de la carretera de La Cañada a Cebreros en el vértice suroccidental de la Hoja y en las zonas comprendidas entre Las Lagunillas y el manantial de Palancarejo.

Aparte de estos materiales, se encuentran en las filitas unos tipos de colores grises oscuros o negruzcos con oquedades de tamaños inferiores a 1 mm. que parecen corresponder a la alteración de sulfuros. Estas rocas se encuentran bastante teñidas por una pátina pardo-rojiza de óxido de hierro. La importancia de este tipo de rocas es bastante restringida y sólo aparecen en algunos afloramientos en los que la potencia visible no supera los 2 metros, o en forma de cantos y bloques sueltos en los canturrales. Los mejores afloramientos de estas rocas se

encuentran junto al cauce del arroyo de Las Peñas en la zona de Las Lagunillas, donde aparecen en la base de una alternancia de filitas y areniscas.

Los tipos litológicos más comunes después de las rocas filíticas corresponde a rocas metasamíticas y cuarcíticas que se encuentran constituyendo intercalaciones de escasa importancia entre el conjunto de filitas metapelíticas. Estas intercalaciones constituyen bancos y capas tableadas cuya potencia unitaria no suele superar los 60 centímetros. Las potencias máximas observadas para los conjuntos de intercalaciones frecuentes de metasamitas son del orden de unos 12 m. y se encuentran unos 700 m. al sur del manantial del Palancarejo.

Las rocas más frecuentes de este conjunto son materiales de colores grisáceos o crema, de grano fino con moscovita y biotita, encontrándose algunas variedades muy ricas en cuarzo y tipos cuarcíticos bastante puros de colores blanquecinos. En algunas de estas metaareniscas pueden encontrarse pequeños granates milimétricos.

En relación con estas rocas aparecen en algunos casos niveles y lentejones de cuarcitas gruesas y de carácter microconglomerático, de color blanquecino o crema cuyos clastos tienen tamaños comprendidos generalmente entre 2 y 5 mm. Afloramientos de estas cuarcitas microconglomeráticas pueden observarse en el camino que desciende al Arroyo de Las Peñas a la altura de la Dehesa Royal, y se encuentran en una zona corneanizada por la intrusión de las adamellititas de Hoyo de Pinares.

También en relación con las rocas metasamíticas se encuentran pequeños lentejones de areniscas con anfíbol y plagioclasa, en las que no es rara la presencia de granate. Estas rocas presentan un bandeo compositivo muy marcado por las diferencias de coloración debidas a la presencia de capas más ricas en anfíbol, de color verdoso y capas blanquecinas con plagioclasa y cuarzo. El anfíbol puede encontrarse como blastos independientes con longitudes de hasta 1 cm. o formando agregados policristalinos.

Estas rocas corresponden a las micacitas y esquistos andalucíticos de FUSTER y MORA (1970), y a las pizarras y esquistos satinados de CAPOTE y VEGAS (1968) y a las micacitas y esquistos con y sin andalucita de la formación de El Hornillo de CAPOTE (1971). Este último autor correlaciona estos materiales con Las Capas del Mediana y Las Capas del Río Almiar, atribuyéndoles en base a sus relaciones y semejanza una edad imprecisa Cámbrica-Precámbrica.

2.2 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO METAMÓRFICO DE EL ESCORIAL

Este afloramiento metamórfico está integrado fundamentalmente por rocas ortoderivadas de ascendencia metagranítica representadas por varios tipos de ortoneises glandulares y leuconeises, quedando las rocas metasedimentarias restringidas a algunas bandas de limitada potencia que se encuentran en zonas de muy fuerte deformación de la segunda fase hercínica.

Todos los metasedimentos y ortoneises que se encuentran en este sector del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado están afectados por un metamorfismo regional de alto grado y con frecuencia están fuertemente migmatizados.

2.2.1 Ortoneises glandulares y leuconeises (16, 17, 18, 19)

Los ortoneises glandulares son los materiales más abundantes en este afloramiento metamórfico, donde se han distinguido por criterios petrológicos tres unidades principales que corresponden a ortoneises glandulares comunes, ortoneises glandulares melanocratos y ortoneises glandulares con glándulas homométricas. La composición de estos neises consta principalmente de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, a los que pueden acompañar cantidades variables según los casos de sillimanita y moscovita secundaria, y de distena y granate en los tipos melanocratos.

Las variedades glandulares comunes presentan estructuras neísicas oftalmíticas definidas por abundantes megacristales de feldespato potásico, cuyas dimensiones más comunes oscilan entre 2 y 6 cm. y que tienen hábitos que varían entre subidiomorfos o alotriomorfos. Estos megacristales están inmersos en una matriz lepidoblástica foliada con la esquistosidad variablemente definida en función de la abundancia de biotita, y en la que pueden encontrarse glándulas de plagioclasa de menor tamaño.

Los tipos melanocratos se encuentran en bandas fuertemente deformadas y frecuentemente se asocian a materiales metasedimentarios. Estos neises tienen una distribución bimodal de glándulas con las de mayor tamaño de feldespato potásico y las de menor tamaño de plagioclasas. También en estas rocas las glándulas están fuertemente granuladas y polygonizadas y se observa un fuerte estiramiento y acintamiento del cuarzo, y puede encontrarse en ellas granate y distena. La coloración de la matriz de estos neises es muy oscura, debido a la riqueza en biotita y a la mayor granulación de la matriz.

Los neises glandulares homométricos, presentan un porfidismo denso y homogéneo con glándulas de tamaños muy similares, aproximadamente de 2 a 2,5 cm. y son más pobres en sillimanita y en moscovita tardía que los tipos comunes. Estos neises contienen enclaves tonalíticos biotíticos y anfibólicos, aunque también se encuentran enclaves microgranulados tonalíticos en alguna otra variedad de neises glandulares comunes.

Los leuconeises se encuentran como cuerpos menores asociados a los ortoneises glandulares con los que presentan contactos generalmente netos, habiéndose observado ocasionalmente algún enclave de ortoneises glandulares en estos materiales. Son rocas de composición esencial cuarzofeldespática con escasa proporción de micas. Como minerales accesorios pueden aparecer granate y turmalina, pudiendo esta última constituir cuerpos nodulares centimétricos.

Los contactos de todos estos ortoneises son en general netos y estructuralmente concordantes. Asimismo son concordantes bajo el punto de vista estructural los contactos con los metasedimentos, que aunque en ocasiones son posiblemente de carácter intrusivo, con frecuencia están tectonizados en este dominio.

Aunque el origen de estos neises glandulares ha originado fuertes controversias, las opiniones actuales más generalizadas y verosímiles son las que los interpretan como rocas ortoderivadas. Así, ya FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971, 1976) y FERNÁNDEZ CASALS (1974) proponen un origen ígneo para estas formaciones en el Sistema Central Español que con ligeros matices es aceptado en la

actualidad por gran parte de los autores que trabajan en este ámbito del Macizo Hespérico. Asimismo las ideas generalizadas sobre los leucones, coinciden en su carácter ortoderivado siendo muy posible que correspondan a rocas leucograníticas diferenciadas que constituyen filones y pequeños stocks y cúpulas relacionadas con el plutonismo granítico adamellítico que constituye el protolito de los neises glandulares.

La edad de los ortoneises del Sistema Central Español es considerada como Precámbrica por gran número de autores que han trabajado en este ámbito del Macizo Hespérico, entre los que pueden citarse a CAPOTE y VEGAS (1968), FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970, 1971), CAPOTE (1971, 1973) FERNÁNDEZ CASALS (1974, 1976) GONZÁLEZ LODEIRO (1981), si bien hay otros autores que continúan proponiendo un origen metamórfico para estos materiales en relación con procesos de edad Hercínica, APARICIO y GARCÍA CACHO, (1988).

Los únicos datos geocronológicos de que se dispone sobre los ortoneises de este dominio corresponden a los publicados por VIALETTE *et al.* (1987) en los neises de la zona de Abantos, para los que se obtiene una edad 474 ± 13 m.a. por el método Rb-Sr en roca total.

Esta edad resulta de interpretación problemática. Dada la naturaleza de estos materiales, este plutonismo de edad Ordovícica sería prácticamente sincrónico con unos procesos de sedimentación en ambiente geodinámico estable, y una actividad ígnea de estas características debería asociarse a una sedimentación de tipo sinorogénico. Por este motivo pensamos que no se debe descartar que esta edad corresponda a un proceso de reequilibrio posterior y que la edad del protolito granítico sea asociable a la de eventos plutónicos cadomienses, tal y como podría deducirse de las edades obtenidas por el método de U-Pb en circones para otros ortoneises glandulares de características similares del Macizo Hespérico (LANCELOT *et al.* 1985, BISCHOFF *et al.* 1987).

2.2.2 Metasedimentos (21, 22, 23, 24)

Los materiales metasedimentarios de este dominio están representados por esquistos y paraneises que corresponden a rocas de composición original pelítica y grauváquica y por mármoles y rocas calcosilicatadas que corresponden a sedimentos originales calcáreo-dolomíticos y margosos.

Estos materiales están deformados, recrystalizados y migmatizados, no quedando en la mayoría de los casos restos de ninguna estructura sedimentaria original, con la excepción de en algunos materiales más metasamíticos y en niveles carbonatados, en los que además de observarse bandeado composicional que puede coincidir con la estratificación, pueden incluso apreciarse esporádicamente relictos de estructuras estromatolíticas CAPOTE *et al.* (1981).

Los materiales metapelíticos (paraneises y neises bandeados) están representados por esquistos y neises bandeados micáceos que por efecto de la migmatización presentan estructuras que varían desde estromatíticas a esquistosas y texturas que varían de lepidogranoblásticas foliadas a granoblásticas. La mineralogía fundamental se compone de cuarzo plagioclase, biotita y sillimanita, apareciendo

también según los casos cordierita que puede estar muy retrogradada. Los materiales de ascendencia metasamítica son más pobres en micas y más ricos en cuarzo y plagioclase.

Los niveles carbonatados que se encuentran en los paquetes metasedimentarios tienen unas potencias del orden de 10 a 20 m. que pierden continuidad debido a procesos de "aboudinamiento". Según CAPOTE *et al.* (1981), en los afloramientos próximos a Santa María de la Alameda se han podido identificar en algunos niveles, rasgos de laminaciones cruzadas, algunas estructuras posiblemente identificables con ripples y cuerpos acunados con posible estratificación planar oblicua. Asimismo, estos autores en algún nivel marmóreo han identificado estructuras de posible origen estromatolítico. Por el análisis de todos estos datos, proponen para estos materiales unos medios sedimentarios someros con zonas con posible influencia mareal.

Estas rocas carbonatadas están transformadas en mármoles bandeados calcítico-dolomíticos con texturas granoblásticas y de colores ocre o blanquecinos.

La composición mineralógica de las rocas carbonatadas consta de proporciones variables de calcita y dolomita, a los que acompañan diferentes cantidades de flogopita, diópsido, forsterita, clinohumita, espinela, y otra serie compleja de silicatos cálcicos y magnésicos que son menos frecuentes.

En asociación con estos mármoles se encuentran niveles de rocas calcosilicatadas de coloraciones verdosas, bandeadas, compuestas principalmente por diópsido y plagioclase, junto a los que pueden aparecer cantidades variables de anfíbol, flogopita, microclina, grosularia y vesubiana.

La edad propuesta por PEINADO (1973), para este conjunto es Cámbrico Inferior en base a analogías con otras series con materiales carbonatados en el ámbito del Macizo Hespérico. Posteriormente, CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS (1975) también en base a relaciones con los neises glandulares proponen una posible edad Precámbrica para estos materiales. Según NAVIDAD y PEINADO (1977) este conjunto de metasedimentos correspondería junto a los neises glandulares félsicos, a una asociación volcanosedimentaria de edad imprecisa Cámbrico Inferior-Precámbrico Superior. Esta misma cronología imprecisa es también asumida posteriormente por BELLIDO *et al.* (1981) y PEINADO y ÁLVARO (1981), no encontrándose en la actualidad criterios adicionales que permitan establecer una mayor precisión.

3 PETROLOGÍA

3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

La superficie de la Hoja de las Navas del Marqués está ocupada en algo más de un 60% por granitoides hercínicos intrusivos en materiales metamórficos, separados en dos dominios diferentes: el de La Cañada al oeste, y el de El Escorial al este, que constituyen macroenclaves de varios kilómetros de longitud y anchura moderada, aislados entre los granitoides.

Cada uno de ellos está formado por diferentes proporciones de materiales

metasedimentarios y ortoneises. Dadas las diferencias litológicas y de grado metamórfico existentes entre los metasedimentos de ambos dominios, se describen por separado.

3.1.1 Metasedimentos del Dominio de La Cañada

Dentro de los metasedimentos del Macizo de La Cañada se han distinguido dos conjuntos, atendiendo a su grado metamórfico. El conjunto de más alto grado se encuentra en el sector septentrional de la Hoja y el de grado más bajo se localiza en el sector meridional. En ambos casos sus límites oriental y occidental están determinados por intrusiones graníticas tardi y posthercínicas.

3.1.1.1 Metasedimentos pelíticos y samíticos de grado bajo del Macizo de La Cañada (20)

Los materiales incluidos en este epígrafe corresponden a los metasedimentos que afloran en la zona sur del sector del Macizo de La Cañada comprendido en esta Hoja. Equivalen aproximadamente a las micacitas de FUSTER y MORA (1970) y a la Formación de El Hornillo de CAPOTE (1973).

Las relaciones de estos materiales con los metasedimentos de la zona septentrional son de concordancia, diferenciándose de ellos principalmente por su menor tamaño de grano, resultado de su menor grado metamórfico.

En su conjunto, estos metasedimentos corresponden a una serie de esquistos de grano fino y filitas, con intercalaciones de metaareniscas en proporciones subordinadas. Los afloramientos de esta unidad son, con frecuencia, bastante deficientes, sobre todo en las zonas de topografía plana o suavemente alomada.

Las filitas, que son los materiales más representativos de la unidad, muestran grano fino, color dorado o plateado y frecuentes granates dispersos, de hasta un milímetro, con sombras de presión orientadas concordantemente con la lineación mineral. También se observa, con relativa frecuencia, la presencia de porfiroblastos de andalucita o cordierita sobre las superficies de esquistosidad; estos porfiroblastos, con secciones rectangulares alargadas y bordes desfilcados, pueden alcanzar ocasionalmente dimensiones de 15 X 1 cm., visibles en la zona de Las Lagunillas. Su orientación sobre las superficies de esquistosidad no es muy acentuada pero tiende a coincidir con la lineación mineral de la matriz. Afloramientos característicos de estos materiales pueden observarse en los cortes de la carretera de La Cañada a Cebreros en el vértice suroccidental de la Hoja, y en las zonas comprendidas entre Las Lagunillas y el manantial de Palancarejo.

Aparte de estos materiales, se encuentran intercalados entre las filitas fundamentalmente hacia su base unos tipos de color gris oscuro o negruzco con oquedades de tamaños inferiores a 1 mm., que parecen corresponder a la alteración de sulfuros, teñidas por una pátina pardorrojiza de óxidos de hierro. Su importancia volumétrica es bastante restringida y sólo aparecen en algunos afloramientos cuya potencia visible no supera los 2 m. Sus mejores afloramientos se encuentran junto

al cauce del arroyo de Las Peñas en la zona de Las Lagunillas, donde aparecen en la base de una alternancia de filitas y areniscas.

La composición mineralógica de las filitas consta de cuarzo, biotita y moscovita, pudiendo con bastante frecuencia aparecer plagioclasa. Dependiendo fundamentalmente de las condiciones de metamorfismo, y en cantidades variables pero siempre accesorias, pueden encontrarse andalucita, cordierita y granate. Es también posible que en algunas rocas de grano más fino exista algo de clorita primaria, extremo que no se puede afirmar con certeza. Entre otros accesorios aparecen circón, apatito, rutilo, opacos y feldespatos potásico. Como secundarios clorita, sericita, pinnita, opacos y rutilo que proceden de la cloritización de micas y granate, sericitización de plagioclasa y pinnitización de cordierita.

La textura de estas rocas varía entre granolepidoblástica de grano fino a medio y porfiroblástica con matriz esquistosa, dependiendo el carácter porfiroblástico del desarrollo de andalucita, granate, cordierita y biotita principalmente.

La masa principal de las rocas equigranulares y la matriz de las porfiroblásticas está constituida en la mayoría de los casos por un conjunto granolepidoblástico de cuarzo, moscovita y biotita, con o sin plagioclasa en el que el cuarzo y los feldespatos tienen hábitos alotrioblásticos y las micas son alotrioblásticas o subidioblásticas.

El granate es alotrioblástico a subidioblástico, y puede contener inclusiones de cuarzo, que a veces definen esquistosidad interna suavemente sigmoidal, discordante con la esquistosidad externa por la que suelen estar rodeados; su tamaño no suele superar 1 mm., y con frecuencia están bastante retrogradados a productos micáceos.

La andalucita aparece en disposiciones variadas, es escasa como porfiroblastos envueltos por la esquistosidad externa, probablemente S2 o S3 con una esquistosidad interna de traza sigmoidal. Con frecuencia forma agregados porfiroblásticos cribosos ordenados groseramente según las estructuras de F3, y por último aparece con morfología irregular, asociada al metamorfismo de contacto.

La biotita puede, en ocasiones, formar pequeños fenoblastos preesquistos respecto a la segunda fase con inclusiones cribosas de cuarzo rara vez rectilíneas.

La cordierita en estas rocas puede aparecer como porfiroblastos aislados o en agregados formados a expensas de los elementos micáceos; algunos pueden presentar aplastamiento. Está con frecuencia totalmente retrogradada y por lo tanto alterada a pinnita y a productos micáceos.

En las filitas de color oscuro de grano muy fino, que corresponden a materiales detríticos con gran reducción de tamaño de grano, la mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita, con escasos granates cribosos de pequeño tamaño. Los accesorios son, rutilo y feldespato potásico, además de abundantes opacos, probablemente grafito, que condicionan su color.

Las metaareniscas, constituyen como ya se ha indicado intercalaciones de escasa importancia, en bancos y capas tableadas cuya potencia unitaria no suele superar los 60 cm. Las potencias máximas observadas para los conjuntos de intercalaciones de metasamita son del orden de unos 12 m. y se encuentran unos 700 m. al sur del manantial de Palancarejo.

Las rocas más frecuentes de este conjunto son metaareniscas de color grisáceo o crema, de grano fino, con moscovita y biotita, con algunas capas muy ricas en cuarzo, y cuarcitas de color blanquecino. En algunas de estas metaareniscas pueden encontrarse pequeños granates milimétricos.

En relación con estas rocas aparecen en algunos casos niveles y lentejones de cuarcitas de grano grueso de origen microconglomerático, de color blanquecino o crema cuyos clastos tienen tamaños comprendidos generalmente entre 2 y 5 mm. Muestran buenos afloramientos en el camino que desciende al Arroyo de Las Peñas a la altura de la Dehesa Boyal, dentro de la zona corneanizada por la intrusión de las adamellititas de Hoyo de Pinares.

El cuarzo es el mineral predominante, a veces casi exclusivo; hay también proporciones variables de clastos de plagioclasa, feldespato potásico y escasas láminas de moscovita y biotita. Como minerales accesorios más comunes pueden encontrarse circón, opacos y rutilo; como secundarios hay clorita y sericita en relación con la alteración de biotita y plagioclasa, respectivamente.

En las rocas de granulometría original más gruesa (microconglomerados y areniscas groseras) se observa que la mayoría de los clastos son de cuarzo, pudiendo aparecer esporádicamente clastos gruesos de plagioclasa estirados y poligonizados. En todas estas rocas los componentes micáceos son escasos, lo que contribuye a que la esquistosidad esté poco definida. Sus texturas varían entre granoblásticas y blastosefíticas.

En relación con dichas metasamitas se encuentran además términos anfíbólicos debido a la presencia de niveles con componente calcáreo. Presentan un bandeo composicional muy marcado con bandas de dimensiones milimétricas, que corresponde a la estratificación y está definido por diferencias de coloración dadas por la alternancia de capas más ricas en anfíbol, de color verdoso y capas blanquecinas con plagioclasa y cuarzo.

Sus componentes mineralógicos principales son cuarzo, plagioclasa, cálcica y biotita, con proporciones subordinadas de granate y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran circón, esfena, opacos y apatito, y entre los secundarios aparecen clorita, sericita, clinozoisita y prehnita.

El anfíbol es una hornblenda verde pálida y se encuentra como pequeños agregados poiquiliticos cribosos, con inclusiones de cuarzo y plagioclasa, y en rosetas, ambos aparentemente desorientadas, o como individuos orientados según la esquistosidad con tamaños de hasta 2 mm. Se transforman parcialmente en biotita orientada según el bandeo.

El granate es escaso y su hábito varía de subidioblástico a alotrioblástico, con abundantes inclusiones poiquiliticas de cuarzo y ocasionalmente de anfíbol que le confieren aspecto criboso.

La matriz de estas rocas está constituida por un conjunto granoblástico orientado de grano fino-medio de cuarzo y plagioclasa con cantidades subordinadas de biotita, lo que contribuye a que los planos de esquistosidad estén mal definidos.

Con respecto a la deformación, en la mayoría de estas rocas, se observa la existencia de una esquistosidad principal (S2) crenulada, que muestra en algunos casos microlitones o arcos poligonales que indican la existencia de una esquistosidad previa. La esquistosidad principal es posterior a granate, anfíbol, a algunos

porfiroblastos de biotita y a escasas andalucitas; a su vez se neoforman sobre ella andalucita y cordierita y placas de mica blanca.

Cuando están afectadas por micropliegues, las micas muestran poligonización parcial.

En algunas zonas se genera una tercera esquistosidad asociada a bandas de cizalla que borra casi completamente la esquistosidad previa de F2. En estas zonas se encuentran venitas de cuarzo con pliegues desgajados cuyo plano coincide con el de esquistosidad, y la retrogradación de las micas suele ser muy intensa, estando la mayor parte de la biotita cloritizada.

Por último se observa una intensa recristalización en relación con el metamorfismo de contacto, con obliteración parcial de las estructuras previas aunque se mantiene la trama orientada.

3.1.1.2 Metasedimentos del sector central (20)

Este conjunto de metasedimentos constituye la zona central del Macizo metamórfico de La Cañada. Corresponde a los neises de grano fino de FUSTER y MORA (1970) y a las formaciones de La Cañada y Navacarros de CAPOTE (1973), está compuesto por una serie de materiales de composición predominantemente pelítica con intercalaciones de rocas metasamíticas. El límite sur queda definido por el tránsito a los metasedimentos filíticos y esquistosos de inferior grado metamórfico, mientras que por el norte, y en la zona noroccidental estos metasedimentos se encuentran en contacto con los ortoneises glandulares. El contacto con estos últimos materiales es neto y concordante bajo el punto de vista estructural.

Dentro del área de afloramiento de estos metasedimentos se localiza una pequeña intrusión de rocas cuarzodioríticas y un importante número de pequeñas masas paraconcordantes y discordantes de leucogranitos y pegmatitas heterogéneas con una intensidad de deformación variable.

Los materiales más representativos de este conjunto de metasedimentos son esquistos y paraneises metapelíticos con un bandeo metamórfico más o menos marcado, definido por la segregación de bandas cuarzofeldespáticas y lentejones de cuarzo de potencia variable según la intensidad de metamorfismo regional. La intensidad del bandeo está en función de la intensidad del metamorfismo, alcanzando su mayor desarrollo en la zona septentrional en la que alcanzan grados apreciables de migmatización, observándose un fuerte engrosamiento de estas bandas y una segregación importante de leucosomas, que llegan a coalescer según una red que interrumpe las estructuras previas dando estructuras de tipo estromatítico y flebítico.

En la zona septentrional los componentes minerales no cuarzofeldespáticos de estas rocas están representados fundamentalmente por biotita con proporciones subordinadas de moscovita y sillimanita. La cantidad de moscovita aumenta hacia el sur, en sentido inverso a la variación de intensidad del metamorfismo. La proporción de minerales micáceos es variable encontrándose desde paraneises relativamente ricos en elementos cuarzofeldespáticos a micaesquistos de grano medio-grueso en los que las micas son los componentes más abundantes. A

pesar de que el bandeado metamórfico está mejor definido en la zona septentrional, de más alto grado, próxima a la localidad de La Cañada, también se encuentran bandeados de segregación bien definidos en afloramientos meridionales, como la zona de La Fuente del Coreo y en el límite occidental de la Hoja, al este del camino de San Bartolomé de Pinares.

Dentro de este conjunto de metasedimentos se encuentran con relativa frecuencia intercalaciones de rocas metasamíticas que destacan por una mayor resistencia a la erosión, formando bancos y capas tableadas que resaltan frente a los materiales metapelíticos, en los que la erosión no pone en evidencia la estratificación.

Al igual que en los materiales más pelíticos, sus minerales no cuarzo-feldespáticos están representados fundamentalmente por biotita y moscovita, con sillimanita. Con respecto a su composición, entre estas rocas predominan los tipos areniscos no cuarcíticos, aunque se encuentran algunos bancos blanquecinos de rocas muy ricas en cuarzo. Su color varía entre grisáceos más o menos oscuros y crema, en función de la proporción de biotita y del grado de alteración. En ellas se conservan, en ocasiones, estructuras sedimentarias como estratificación y laminaciones. Afloramientos representativos de estas rocas se pueden observar en los taludes de la carretera de Ávila en el límite occidental de la Hoja y en algunos resaltes de los taludes, de la carretera de La Cañada a Cebreros, y entre los kms. 5 y 7.

Localmente se intercalan lentejones y capas de metasamitas anfibólicas y de rocas calcosilicatadas que corresponden a bancos con componentes calcáreos, en los que la estratificación se encuentra bien marcada por bandas de distinta composición mineralógica, con colores blanco-verdoso o cremas.

La mineralogía fundamental de los esquistos y neises que proceden de pelitas y grauvacas, está representada por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, pudiendo estar presente el feldespato potásico y faltar la moscovita primaria en las rocas de más alto grado. No obstante, la presencia del feldespato potásico no implica la desestabilización total de la moscovita primaria. Aparte de esta mineralogía básica pueden aparecer, dependiendo de la litología original y del grado de metamorfismo, granate, estaurólita, andalucita, sillimanita, cordierita, y distena de aparición puntual, citada por LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975), al sur de Vercegüelo.

Como otros minerales accesorios se encuentran circón, apatito, opacos, turmalina y ocasionalmente monacita.

Los minerales secundarios se asocian a la retrogradación de plagioclasa, biotita y minerales aluminicos y entre ellos se encuentran clorita, sericita, pinnita, rutilo, moscovita y clinozoisita.

Su textura es en general granolepidoblástica, de grano medio a grueso, eventualmente porfiroblástica y frecuentemente crenulada. La anchura del bandeado es variable, llegándose a un grado apreciable de removillación y de pérdida de estructuración en las rocas migmatizadas.

El granate se encuentra como relictos de porfiroblastos muy desestabilizados y transformados a un agregado de grano fino de micas, plagioclasa y cuarzo.

La estaurólita, escasa quizás a causa de restricciones composicionales, muestra porfiroblastos de morfología sigmoidal con esquistosidad interna conforme a la

externa que a su vez se deflecta frente al porfiroblasto, e indica por lo tanto un crecimiento en un momento temprano del desarrollo de la esquistosidad de segunda fase dominante. Está intensamente sericitizada.

La distena que aparece en una muestra, forma porfiroblastos tabulares precinemáticos, pseudomorfizados por andalucita en mosaico. La sillimanita es sincinemática con la fase dos según la cual se orienta y está incluida en plagioclasa, cuarzo y cordierita. La biotita además de ordenada en la esquistosidad forma porfiroblastos con inclusiones sigmoidales de opacos, precinemáticos y lo más frecuente, porfiroblastos tardíos ordenados incluyendo la esquistosidad de fase 2 e incluso a micropliegues de tercera fase. Incluye fibrolita y está incluida en cordierita que forma porfiroblastos alineados con la esquistosidad formados a expensas de biotita. También se neoforma en las aureolas de contacto perigraníticas. Está frecuentemente pinnitizada.

Las migmatitas muestran leucosomas intensamente poligonizados y recrystallizados, escasamente deformados, debido a su formación tardía.

Las metasamitas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, apareciendo con menor abundancia y frecuencia feldespato potásico. Dependiendo de las condiciones metamórficas y de la composición inicial pueden aparecer también granate, cordierita o sillimanita. Como accesorios hay circón, apatito, opacos, esfena y monacita.

Los secundarios proceden de la alteración de micas, de plagioclasa y de cordierita y los más comunes son clorita, sericita, pinnita, rutilo y opacos.

Las texturas más comunes son granoblásticas orientadas de grano fino, con tránsitos a tipos granolepidoblásticos por aumento en la proporción de micas. Presentan a veces un bandeado composicional debido a variación en la abundancia relativa de minerales, bandeado que coincide con la esquistosidad.

Los granates de pequeño tamaño son cribosos, con abundantes inclusiones de cuarzo, parcialmente alterados a micas. La sillimanita es fibrosa orientada y fuertemente moscovitizada. La cordierita aparece como agregados pinnitizados formados a expensas de las micas.

Las rocas calcosilicatadas muestran cuarzo y plagioclasa formando un agregado granoblástico con granate, zoisita-clinozoisita, hornblenda y dióxido, en proporciones variables. Sus texturas varían entre granoblásticas y porfiroblásticas orientadas de grano fino-medio.

El granate forma poiquiloblastos irregulares, con abundantes inclusiones que le confieren un aspecto criboso, y como pequeños cristales subidiomorfos de color rosa pálido o incoloro.

El anfíbol, hornbléndico, es de color verdoso a veces con ligera tonalidad olivácea. Forma cristales alotrioblásticos a subidioblásticos o pequeños agregados policristalinos. También puede encontrarse como fenoblastos cribosos asociados a crecimientos de sustitución sobre el piroxeno.

La zoisita y la clinozoisita pueden formar pequeños agregados donde la clinozoisita parece sustituir a la zoisita. En algunos casos se asocian a transformaciones de la plagioclasa, que suele estar retrogradada a sericita y zoisita.

Entre los minerales accesorios es característica la presencia y relativa abundancia de esfena como pequeños gránulos alotriomorfos o subidiomorfos disper-

sos. En una ocasión se ha detectado la presencia de scheelita con hábito alotriomorfo y equidimensional. Además hay circón y opacos.

Con respecto a la deformación, generalmente se observa una esquistosidad principal crenulada, apreciándose en ocasiones la presencia de arcos poligonales y posibles relictos de una esquistosidad previa.

Las micas que definen la esquistosidad y las crénulas suelen estar polygonizadas, encontrándose únicamente afectadas por flexiones suaves. El grado de polygonización de las micas puede ser menor en las rocas de grado más bajo.

En algunas rocas afectadas por deformaciones de carácter milonítico, se observa un fuerte acintamiento del cuarzo, así como una intensa granulación y polygonización del cuarzo, los feldespatos y las micas, que definen un bandeado que puede rodear a porfiroclastos de plagioclasa, micas y a lentejones policristalinos.

En las rocas afectadas por metamorfismo de contacto suele haber una recrystalización intensa con neoformación de micas cruzadas, apreciándose sólo extinción ondulante y cuarteamiento del cuarzo así como flexiones débiles de micas asociadas a deformaciones tardías.

La esquistosidad principal rodea a los porfiroblastos de granate así como al anfíbol y al clinopiroxeno en las rocas calcosilicatadas, aunque en estas últimas algunos anfíboles parecen ser discordantes con la esquistosidad principal.

3.1.2 Metasedimentos del Dominio de El Escorial (21, 22, 23, 24)

Son materiales muy escasos en este dominio. Se limitan al núcleo de la estructura de Santa María de la Alameda; a estrechas bandas en zonas de cizalla, donde son cabalgados por ortoneises glandulares; al afloramiento de la ladera oriental del Cerro de San Pedro (sur de Valdeamaqueda), y a enclaves de centimétricos a decimétricos en ortoneises glandulares.

Se trata de materiales fundamentalmente pelíticos con bandas semipelíticas, o grauváquicas que incluyen paquetes de rocas carbonáticas y que están, en general, abundantemente migmatizados.

Los materiales pelíticos muestran estructura bandeadada con espesor en general de 1 a 2 cms. con venulación migmatítica de espesor y morfología variables, desde estromatitas, plegadas con "schlieren", a, lo más frecuente, nebulitas.

Mineralógicamente están constituidos fundamentalmente por cuarzo, oligoclasa ácida, biotita y sillimanita. Los dos últimos definen la foliación principal; la sillimanita es a veces palmeada en grandes prismas fuertemente deformados. Con carácter precinemático aparecen granate y distena residual, el primero con escasas texturas rotacionales. Asociada a los planos de foliación, relacionada con biotita y sillimanita, y también a expensas de granate se forma cordierita; el feldespato potásico es muy escaso, limitado a bandas adyacentes a algunos contactos con ortoneises. Esporádicamente se forma andalucita en bordes de ortoneises y la moscovita es exclusivamente secundaria sobre silicatos de aluminio; como accesorios aparecen circón, apatito y turmalina.

En los niveles más migmatizados las bandas restíticas se reducen a agregados refractarios de biotita, sillimanita cordierita y escaso cuarzo.

Los niveles semipelíticos, de grano fino, son más abundantes que los otros en plagioclasa prismática, dando texturas granoblásticas. Dichos feldespatos incluyen a veces relictos de granate y distena. Estas litologías, más refractarias a la fusión parcial, quedan con frecuencia en forma de "boudins", de espesor decimétrico, en los neosomas.

En los contactos no miloníticos con ortoneises, como en el arroyo de Robledondo, los metasedimentos muestran aspecto corneánico con texturas granoblásticas y abundante sillimanita prismática ordenada al azar y como ya se ha indicado, bien cordierita o andalucita, y eventualmente ortosa intersticial.

En las zonas de cizalla muestran bandeadado milimétrico regular, grano muy fino, fuerte recrystalización, dando texturas granoblásticas en una matriz que rodea a los porfiroblastos fracturados.

Los diferenciados migmatíticos aparecen formando venas y leucosomas centimétricos concordantes y plegados con fuerte engrosamiento en las charnelas y estructuras ptigmáticas, como neosomas de tránsitos progresivos a los restos refractarios y como masas discretas de dimensiones métricas discordantes.

Los paquetes carbonáticos intercalados entre los paraneises tienen un espesor reducido, probablemente de 10 a 20 m., engrosado por repetición tectónica. Constituyen bandas continuas aunque están "aboudinadas" con la consiguiente interrupción y adelgazamiento.

Sus contactos con los paraneises se observan raramente debido a la introducción de pegmatitas a favor de los mismos. En ausencia de estas últimas hay unos materiales micáceos de grano fino, bien estructurados y de potencia métrica.

Muestran un bandeadado de composición calcítica y dolomítica de color blanco a ocre, y se convierten en magnesíticos, en la banda que transcurre por el puerto de la Cruz Verde; también aparecen magnesitas en bolsadas en las bandas occidentales.

Al borde de las mismas y en delgadas capas intercaladas aparecen rocas de silicatos cálcicos, o skarnoides de grano fino y color verde. Sin embargo en el borde entre los ortoneises de la Hoya y las metapelitas, en la parte externa de la estructura de Santa María de la Alameda, (arroyo de Robledondo, en el collado entre el cerro Calamocho y el cerro Cabezuelo), aflora un nivel de skarn no asociado de manera visible a ningún paquete carbonático.

Composicionalmente los paquetes carbonáticos, son calizas y dolomías bandeadadas con diferentes proporciones de silicatos tales como flogopita, la más frecuente, que forma los planos de foliación, diópsido, forsterita, clinohumita, espinela, más raramente tremolita, clintonita, escapolita, meionítica, y en los niveles más impuros, plagioclasa y microclina; nunca aparece cuarzo libre. Como otros accesorios se encuentra pirta, magnetita y como elementos secundarios, clorita sobre espinela y flogopita y serpentina a expensas de forsterita.

Las texturas son granoblásticas con fábricas direccionales locales en los carbonatos.

Los niveles de magnesita tienen texturas granoblásticas decusadas con talco y cuarzo intersticial.

Los niveles de silicatos cálcicos constan fundamentalmente de asociaciones según bandas milimétricas de diópsido-plagioclasa y diópsido-microclina, con fol-

gopita y anfíbol, a los que se asocian bandas de grosularia y vesubiana. Como elementos tardíos aparecen prehnita y clinozoisita/epidota.

Los skarns del arroyo de Robledo están compuestos por un bandeado de diópsido salítico, granate andradítico y plagioclasa cálcica, mostrándose a veces texturas de intercrecimientos simplectíticos entre clinopiroxeno y plagioclasa en torno a los granates; llevan como accesorios rutilo, esfena y opacos.

Esta unidad muestra un bandeo entre unos términos anfibólicos y otros con anfíbol verde y plagioclasa, donde el ferromagnesiano muestra exoluciones de anfíbol incoloro según planos estructurales. Se asocian también bandas de plagioclasa predominante, monominerales o de plagioclasa-clinopiroxeno con anfibolitización tardía y lleva como accesorios, rutilo, allanita y opacos. La plagioclasa tiene en estas rocas zonaciones simples de dos o tres individuos y presentan texturas granoblásticas de tipo poligonal.

A las bandas masivas de tipo plagioclasa-piroxeno se asocia un skarn de baja temperatura con cuarzo e hidrogrosularia.

Asociadas a la zona de cizalla del arroyo de la Umbria aparecen masas de clorita verde prismática, con abundantes opacos y apatito.

Al borde del afloramiento de las proximidades de la Paradilla hay niveles métricos de grano muy fino, y color oscuro, compuestos por flogopita, plagioclasa (andesina-labrador) cuarzo intersticial y abundante pirrotina, de composición típica (S=40.33, Fe=59.68) en dos morfologías, los cristales de mayor tamaño dentados y los pequeños prismáticos. Además hay ilmenita en cristales aislados, con un 5% de MnO, grafito, escasa calcopirita, epidota y allanita.

Las pegmatitas que usualmente marginan los niveles carbonáticos constan de cuarzo, ortosa, plagioclasa y prismas de 2-3 cms. dispersos de clinopiroxeno, marginado por anfíbol verde que a su vez lo está por biotita.

3.1.3 Ortoneises

Los ortonaises ocupan la mayor superficie de afloramiento del Macizo de El Escorial y el tercio septentrional de La Cañada. Aunque existen numerosas variedades locales atendiendo al aspecto morfológico, se han distinguido cuatro variedades fundamentales: ortonaises glandulares, ortonaises glandulares melanocratos, ortonaises con glándulas homométricas y leuconaises.

3.1.3.1 Ortoneises glandulares (17)

Se agrupan en este epígrafe el afloramiento de La Cañada y los externos de El Escorial, en la primera localidad forman una banda irregular con dirección N-S, interrumpida en el extremo meridional por el asomo granítico del arroyo de La Gaznata. En la segunda se superponen estructuralmente a los neises félicos en el lado meridional y a la unidad metasedimentaria que transcurre por Santa María de La Alameda-Robledondo. Referencias sobre los mismos se encuentran en SAN

MIGUEL *et al.* (1960) PEINADO, (1973) NAVIDAD y PEINADO, (1977) PEINADO y ÁLVARO, (1981).

Los contactos con dichas unidades son en general netos y concordantes, y a lo largo del último citado, aparecen facies leucocráticas con abundantes nódulos elongados de granate, turmalina o ambas fases intercrecidas, lo que sugiere una antigua facies leucocrática marginal.

Esporádicamente muestran enclaves y septa de metasedimentos desde dimensiones decimétricas a decamétricas. Entre los enclaves más grandes están el de la carretera de Ávila a La Cañada al SE. del manantial de La Ventilla, posible enclave o parte de un pliegue, los de la zona de Serones también en La Cañada, al N. de la Hoja, el cortado por la carretera de El Escorial a Robledo de Chavela en las cercanías al puerto de la Cruz Verde y otro al SO. de Navalespino. Entre los de dimensiones reducidas destacan los visibles en el estrecho afloramiento incluso en los metasedimentos del núcleo de la estructura de Santa María de la Alameda a Robledondo.

Por lo general el aspecto de estas rocas es bastante homogéneo con algunas variaciones debidas a diferencias texturales originales, en la cantidad de deformación y al grado de migmatización, este último irregular pero muy desarrollado en los contactos occidentales del dominio de El Escorial.

Suelen aflorar como bloques y bolos irregulares de superficie rugosa, aunque hay extensiones considerables con mala exposición, sin resaltes morfológicos, en la zona de La Cañada.

El tipo más común es el de una roca con megacristales de feldespato potásico, donde se ven a menudo maclas de tipo Carlsbad, de dimensión comprendida entre 2 y 6 cms. aunque pueden llegar a tener unos 12 cms. El contorno, en general es redondeado como consecuencia de la deformación o estirado en una matriz bandeada, donde la biotita suele ser lo bastante abundante para definir la foliación junto con haces de sillimanita; en esta matriz existen también feldespatos de dimensión menor a los que forman las glándulas.

Incluyen bandas más pobres en mica con la biotita en agregados, y los microcristales de 2 a 4 cms., visibles en la zona de La Cañada junto al límite septentrional de la Hoja, al N. de la casa de Ciervos, donde muestra transición al tipo común; del mismo aspecto son algunas bandas al N. de Robledondo en el Macizo de El Escorial, así como en el área de Espinosillo y la zona del arroyo La Cuerda, cerca de Peguerinos, donde las glándulas pueden ser más escasas adoptando una estructura planolinear.

Petrográficamente muestran una textura blastoporfídica donde las grandes glándulas son de ortosa monomineral, maclada con contornos unas veces engranados con los tectosilicatos de la matriz, otras, delimitada por la foliación micácea. Muestra parcialmente macla en enrejado y es generalmente peritítica, desde finos "films" a venas o parches, éstos predominantes en los neises del N de Santa María de la Alameda; ocasionalmente, presentan poligonización y granulación marginales.

La matriz es granolepidoblástica con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, en general maclada, y eventual zonación residual, que muestra mirmequitas en contacto con la ortosa.

La biotita, rojiza, aparece incluida en feldespatos y definiendo los planos de esquistosidad donde se asocia a sillimanita como madejas de fibrolita y finos prismas a veces incluidos en plagioclasa. Esporádicamente, aparecen prismas dispersos de distena, incluidos en feldespatos.

En las proximidades de los granitoides hercínicos aparece además cordierita a veces pinnitizada y/o andalucita, esta última en los neises más leucócratos.

Como elemento secundario es frecuente la moscovita desarrollada sobre feldespatos, biotita y sillimanita; en este aspecto es de resaltar la fuerte moscovitización de los neises al N de Santa María de la Alameda. También se forma clorita acompañada de rutilo sagenítico sobre biotita.

Como accesorios hay grandes apatitos, circones alotriomorfos y xenomorfos, frecuentemente recrecidos, monacita, topacio y turmalina azulada.

Los enclaves encontrados son de procedencia sedimentaria, de metapelitas y metagrauvas, así como de rocas de silicatos cálcicos. En el cauce del río Aceña al N de la carretera de Robledondo a Santa María de La Alameda, se encuentran enclaves hipermicáceos con biotita predominante, algo de plagioclasa y sillimanita, y en las proximidades de Navalespino enclaves variados entre los cuales hay metasedimentos ricos en cuarzo y cordierita, con agregados de plagioclasa y biotita con haces neoformados de sillimanita y enclaves microgranudos.

3.1.3.2 *Ortoneises glandulares melanocratos* (16)

Afloran en pequeñas bandas asociadas a metasedimentos, generalmente afectados por cizallas de fase 2 y en la zona de San Benito.

Muestran por lo general glándulas abundantes de dimensión regular, entre 5 y 6 cms., y con escasa matriz, incluyen pequeños paquetes de metasedimentos muy biotíticos y bandas de aproximadamente medio metro de espesor de grano fino y glándulas dispersas.

Mineralógicamente se caracterizan por poseer las glándulas de mayor dimensión de feldespato potásico y las de menor tamaño de plagioclasa. Es característica la presencia de una fuerte poligonización de los feldespatos, particularmente de los calcosódicos que se presentan como lentejones de textura granoblástica poligonal donde pueden quedar núcleos de plagioclasa con zonado residual. Estas muestran con frecuencia pequeños prismas de sillimanita con orientación reticular y prismas de distena, incluidos en feldespatos o dispersos. El granate es esporádico y muestra transformación marginal a cordierita.

La sillimanita es en general prismática, deformada y marginada por fibrolita.

Las bandas con glándulas de dimensión más reducida y distribución bimodal, tienen matriz acintada donde es rara la poligonización de plagioclasa y la sillimanita suele ser siempre fibrosa, ordenada en los planos de deformación. Muestran enclaves ricos en biotita y sillimanita de tipo hipermicáceo.

En las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos de segunda fase se producen milonitas y blastomilonitas con poligonización a veces total de plagioclasa y parcial, en general, de feldespato potásico. Aparece biotita en los planos de foliación y se neoforma eventualmente cordierita, recristalizando sillimanita. Son

muy frecuentes los cuarzos fuertemente acintados. En etapas tardías estas rocas sufren una importante sericitización y cloritización.

3.1.3.3 *Ortoneises con glándulas homométricas. (La Hoya) (18)*

Es un afloramiento relativamente reducido que forma un anillo en la estructura de Santa María de La Alameda. Fue resaltado por SAN MIGUEL *et al.* (1960) y citado como neis de Santa María de La Alameda en PEINADO y ÁLVARO, (1981).

Sobre el terreno se distinguen por la presencia de glándulas de tamaño homogéneo, aproximadamente unos 2-2,5 cms. de dimensión, con distribución regular. Muestran ocasionalmente enclaves de tonalitas biotíticas u anfibólico-biotíticas de dimensiones centimétricas a decimétricas, visibles, entre otros puntos, en los alrededores del arroyo de los Sauces y en el cauce del río Aceña cerca de la desembocadura del arroyo Robledondo.

Muestran fundidos parciales en los contactos con la serie metasedimentaria y también según pequeñas zonas de cizalla de dirección E-O. con suave buzamiento hacia el S.

Mineralógicamente los ortonaises constan de feldespato potásico maclado, algo perfitico, oligoclasa-andesina con zonación residual, irregular y albita marginal, cuarzo y biotita; son raros los silicatos de aluminio y la moscovita tardía. Como accesorios aparece circón recrecido, apatito, allanita e ilmenita.

Los enclaves tonalíticos muestran también estructuración interna y corresponden a agregados blastogranudos con plagioclasa reequilibrada con múltiples inclusiones de cuarzo en gotas, cuarzo, anfíbol de tipo hornblenda, biotita y como accesorios abundante esfena, apatito acicular y globular, y circón.

Están afectados en su borde meridional por la falla dúctil descrita en el apartado de tectónica, donde se imbrican estrechamente con escamas metasedimentarias. La reducción de tamaño de grano de los ortonaises es importante llegando los porfiroclastos a 1-2 mm. Los porfiroclastos están afectados por fracturación y recristalización somera en zonas trituradas.

3.1.3.4 *Leuconaises* (19)

Los leuconaises se asocian a todos los ortonaises, en bandas de dimensiones centimétricas a decamétricas. Hay algunos cuerpos de mayor dimensión individualizados cartográficamente. De ellos el que transcurre a lo largo del río Cofio, esta afectado en su borde occidental por una banda de cizalla.

Pueden ser glandulares o no, aunque en el primer caso los megacrístales de feldespato están dispersos; éstos son semejantes a los de los tipos glandulares ya descritos y la matriz es de grano fino y composición leucogranítica, dada por un agredado de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con escasa biotita. Muestran como accesorios bien granate, bien andalucita o sillimanita y escasa moscovita secundaria; también circón apatito y a veces turmalina.

En las bandas del Cerro San Benito aparece además de granate una escasa proporción de distena residual, incluida en feldespatos.

3.1.4 Rocas Graníticas Hercínicas

Las rocas graníticas hercínicas presentes en la Hoja son variadas en cuanto a su tipología y a la edad relativa de emplazamiento.

Los más tempranos son leucogranitos autóctonos o parautoctonos consecuencia local del metamorfismo regional postdatado por diversos materiales intrusivos, los más antiguos deformados. Los materiales intrusivos constan de diversas unidades: cuarzodioritas y tonalitas de La Cañada; adamellitas porfídicas de tipo Hoyo; adamellitas con fenocristales de Navas y leucogranitos, en orden cronológico deducido de las relaciones intrusivas vistas en el terreno. Han sido tratados parcialmente o de manera global en diversos trabajos como los de SAN MIGUEL, *et al.* (1960); APARICIO, *et al.* (1975); BELLIDO, *et al.* (1983); BRANDEBOURGER, *et al.* (1983); CASILLAS y PEINADO (1987); VILLASECA (1983); FUSTER y VILLASECA (1988).

3.1.4.1 Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados (8)

Bajo este epígrafe pueden agruparse tanto las masas graníticas autóctonas como las parautoctonas que se asocian y cortan las estructuras de segunda fase de las rocas metamórficas, metasedimentos y ortoneises, y se orientan en su mayor parte según pliegues de tercera fase, de los que pueden mostrar esquistosidad.

Los cuerpos autóctonos se generan en relación con ortoneises, afectando fundamentalmente a los de glándulas homométricas y a los ortoneises glandulares, aunque también están presentes en los melanocratos. Muestran contactos difusos y numerosas inclusiones tanto de "schlieren" biotíticos de orientación semejante al paleosoma y cristales de ortosa residuales.

Los paraneises muestran también como ya se ha indicado, un avanzado grado de migmatización, de manera que existe una facies de tipo estromatítico, más precoz, así como cuerpos métricos de tipo leucogranítico. Los contactos con estos materiales, son, dada su naturaleza más contrastados, las restitas son bien agregados de biotita-sillimanita-cordierita, refractarios, bien "boudins" de metagrauvascas, algunas de las cuales muestran la esquistosidad plegada. Son muy abundantes en el núcleo de Santa María de La Alameda, particularmente en su lado N.

Otros cuerpos son intrusivos y más escasos en relictos, pero con la misma disposición y estructura; pueden mostrar en el contacto una fina banda pegmatítica de unos 2 cms. de anchura; también pueden formar sistemas de venas e inyecciones a favor de los planos de foliación.

En algunos cuerpos la deformación no es evidente por lo que hay que admitir para ellos un carácter más tardío y en otros la estructuración es muy importante en relación con cizallas de fase 4 en La Cañada, donde aparecen muy fuertemente deformados en una banda de dirección N15°E. localizada al E. de dicha localidad, o en las asociadas al cabalgamiento meridional en el macizo de El Escorial, visibles en la carretera de Ávila.

Pueden mostrar estructuras fluidales con bandeado de biotita paralelo al límite externo del cuerpo.

Las texturas son muy variables desde términos aplíticos de grano fino a pegmatíticos, muy desarrolladas al S. de La Cañada, con relaciones mutuas graduales y complejas.

En general muestran, salvo las heterogeneidades antes dichas, texturas granudas con trituración marginal de los cristales que tienen contornos engranados y en mosaicos, y morfología subredondeada.

Los componentes fundamentales son cuarzo, albita-oligoclasa con zonación poco contrastada y maclas deformadas, y ortosa peritítica, en proporciones equivalentes; además hay biotita accesoria en placas dispersas, moscovita, y de manera esporádica granate y andalucita, en La Cañada y nódulos de sillimanita probablemente refractaria, así como andalucita en El Escorial. Como accesorios apatito, circones recrecidos, opacos y turmalina verde y pirita en los relacionados con cizallas.

En la proximidad espacial de estos cuerpos aparecen turmalinitas, concordantes o no, así como fuerte turmalinización de los materiales encajantes.

3.1.4.2 Cuarzodioritas y tonalitas deformadas (9)

Rocas de esta naturaleza aparecen en diferentes localidades, intrusivas en ambos casos sobre rocas metamórficas, una de ellas de sitúa en el Macizo de la Cañada al S. del pueblo del mismo nombre en un pequeño stock de dimensiones inferiores a 0,2 Km², intrusivo en metasedimentos. La deformación es bien visible en los bordes, y son de color verdoso con erosión en bolos métricos.

La otra se encuentra en la zona del Portacho, en el borde suroriental del afloramiento de El Escorial donde hay una banda de unos 500 m. de longitud en la Hoja, intrusiva en ortoneises glandulares. Es de coloración intermedia, posee fuerte deformación y está atravesada por venas leucocráticas centimétricas que señalan movimiento de cizalla dextral.

Las de la primera localidad corresponden a cuarzodioritas anfibólico-biotíticas. Su textura es granuda hipidiomorfa de grano medio ligeramente modificada por deformación. Sus componentes fundamentales son plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo intersticial. La plagioclasa forma cristales en general menores de 2 mm., con maclación compleja muy nítida y bien definida y zonado oscilatorio neto o en algún caso en parches. Los individuos son algo subidiomorfos o alotriomorfos y con frecuencia se observan grupos de cristales que proceden de la poligonización irregular de una plagioclasa de mayor tamaño. También son bastante comunes los agregados en sinneusis. Puede tener maclas mecánicas y fuerte deformación de maclas con feldespato potásico infiltrado a favor de las grietas de los cristales.

El anfíbol, muy abundante, es una hornblenda verde pálida que puede tener zonación irregular con tintes castaños débiles. Forma cristales de tamaños heterogéneos que alcanzan hasta 3 mm., con hábitos que varían de subidiomorfos a

alotriomorfos a veces maclados. Los cristales tienen tendencia a constituir grupos irregulares que en ocasiones proceden de poligonización de un individuo mayor. Se encuentran afectados por transformación a biotita, que crece en forma de parches irregulares.

El anfíbol puede estar en algún caso incluido en plagioclasa, y también se observan inclusiones de plagioclasa en anfíbol. Asimismo este mineral puede englobar opacos y apatito.

La biotita se encuentra en menor proporción que el anfíbol, y forma cristales algo subidiomorfos o alotriomorfos con bordes irregulares y de tamaño variable, que puede alcanzar hasta 4 mm., en ocasiones deformados. Tiene color castaño o castaño-rojizo, pleocroico a tonos amarillentos claros. Con mucha frecuencia en sus bordes o en los contactos entre distintos cristales se encuentra un conjunto de gránulos de opacos inmersos en una base de cristallitos de cuarzo y plagioclasa que proceden de la desestabilización de este mineral. No es tampoco raro que en torno a los opacos incluidos en ella, se desarrolle una fina corona irregular de cuarzo y plagioclasa.

El feldespato potásico es muy escaso, y se encuentra como pequeños cristales intersticiales, menores de 0,3 mm. o parches en la plagioclasa; carece de pertitas.

El cuarzo se presenta en cantidades subordinadas como cristales alotriomorfos que en la mayoría de los casos son inferiores a 1,5 mm. Está roto y cuarteado en subgránulos con límites suturados irregulares y extinción ondulante.

El apatito forma prismas subidiomorfos e idiomorfos de hasta 2 X 0,5 mm., que se encuentran dispersos en el conjunto. Los opacos son bastante abundantes en gránulos de tendencia equigranular alotriomorfa, bien individualizados y con tamaños de 0,5 mm. Pueden incluir plagioclasa y anfíbol pero a su vez pueden estar incluidos en estos minerales y en la biotita, asociándose fundamentalmente a los minerales ferromagnesianos, corresponde a ilmenita ($\text{TiO}_2=51.33-52.70$; $\text{FeO}=42.14$; $\text{MnO}=6.53-6.26$). También se encuentra como pequeños gránulos asociados a la destrucción de biotita. El circón se encuentra como cristales independientes, idiomorfos o subidiomorfos de hasta 6 mm. de longitud, dispersos en la roca. La allanita forma cristales subidiomorfos zonados de hasta 0,7 mm. asociados a la biotita. La esfena está en prismas idiomorfos.

La banda del Portacho tiene más abundancia de cuarzo; corresponde por lo tanto a tonalitas, con deformación variable según su proximidad a la zona de cizalla. Tienen por lo tanto texturas porfiroclásticas con prismas cuadrangulares de andesina-labrador con zonación compleja, cuarzo intersticial y hornblenda y biotita en análoga disposición que en las ya descritas.

Parece apreciarse una zonación litológica puesto que los términos orientales del cuerpo muestran feldespato potásico intersticial y clinopiroxeno residual incluido en cristales de anfíbol. Los accesorios son de la misma naturaleza ya comentada.

En este afloramiento no se ha apreciado metamorfismo de contacto sobre los neises glandulares, sin embargo, los apuntamientos al S. de La Cañada provocan un fuerte exocontacto de anchura centimétrica con neoformación de espinela, corindón, cordierita y andalucita.

3.1.4.3 Adamellitas porfídicas con cordierita (Tipo Hoyo de Pinares) (10)

Este plutón adamellítico aflora en el cuadrante suroccidental de la Hoja, donde ocupa una extensión de unos 85 Km² y en el ángulo suroriental en un afloramiento de unos 12 Km².

En ambos casos intruye sobre materiales metamórficos de bajo y alto grado en La Cañada y sólo alto grado en el macizo de El Escorial, sobre los que induce metamorfismo de contacto.

El primer afloramiento queda limitado por la intrusión posterior de las adamellitas de Las Navas del Marqués.

Presenta buenos afloramientos con morfologías graníticas características, con desarrollo de lanchares y berrocales de coloración blanca grisácea. Es un material canterable y se encuentran numerosas explotaciones actuales en el término municipal de Hoyo de Pinares. Entre los afloramientos representativos se encuentra la zona de La Cancha, de Valdegarcía al O. y la zona al S. del ferrocarril Madrid-Ávila al E.

En las proximidades de ambos contactos occidentales aparecen estructuras deformativas de intensidad variable con orientación planar de micas y deformación de fenocristales que se hacen menos apreciables de manera gradual hacia el E., y se asocian a planos de cizallas de desplazamiento dextral. Estas estructuras son muy bien visibles en los cortes de la carretera de Fresnedillas a Robledo de Chavela. En esta última localidad el contacto es complejo de manera que las adamellitas aparecen fuertemente imbricadas con bandas de materiales metamórficos, en general neises glandulares, salvo la banda exterior que está constituida por pareneises, en una anchura de unos 2 Km. Son además muy frecuentes las estructuras fluidales allí donde la deformación no es apreciable, con formación de bandas de concentración de biotita y/o de fenocristales; estas bandas pueden ser múltiples y se asocian a concentraciones planares y bolsadas pegmatíticas, de las que se encuentran ejemplos espectaculares en el cerro de Valdegarcía y en la zona de Valvellido, al N. de Hoyo de Pinares.

Su aspecto es relativamente homogéneo de unos afloramientos a otros con pequeñas variaciones de abundancia y tamaño de fenocristales y de proporción de cordierita.

Los fenocristales disminuyen de tamaño en las bandas deformadas, pero suelen ser prismas de una longitud media entre 2 y 4 cms., anchuras de 1-1,5 cms. aunque alcanzan localmente longitudes de hasta 7 cms. Son de feldespato potásico, automorfos, con inclusiones zonales de biotita, maclas de tipo Carlsbad y a veces zonación marginal bien visible en muestra de mano. Los bordes externos de los megacristales están con frecuencia limitados por biotitas.

La matriz granítica es de grano medio con cristales comprendidos entre 2 y 6 mm. y es frecuente la presencia de prismas idiomorfos de cordierita de hasta 6 mm. de anchura, en general de color verdoso por alteración o sericitizados. Asociada a la cordierita puede observarse una pequeña cantidad de moscovita. La cordierita es sin embargo escasa en el afloramiento oriental de la zona del Portacho, que podría asociarse a otra unidad plutónica.

Son muy frecuentes además los microagregados biotíticos por lo general de

dimensión hasta centimétrica. Aparte de los microagregados biotíticos la población de enclaves es numerosa y variada, por un lado los de índole metamórfica y por otro los de origen ígneo. Los primeros son de dimensión variable, morfologías angulosas y aplanadas, y corresponden a paraneises y a ortoneises glandulares, son más frecuentes en las zonas próximas a los límites del cuerpo adamellítico tanto al occidental como al oriental. Este borde oriental ha sido interpretado CASILLAS y PEINADO (1987), como un paleocontacto.

Entre los de origen ígneo se distinguen enclaves microgranulares de color oscuro de forma elipsoidal y dimensión media entre 5 y 15 cms., y de granitos microporfíricos, de dimensión variable desde centimétrica a decamétricas, visibles los de mayor dimensión en la zona occidental y muy frecuentes en los alrededores del vértice Llanada y en la Moñigosa.

Son relativamente abundantes los conductos pegmatíticos verticales donde se encuentran enclaves variados, predominando los microgranulares; estos tubos pegmatíticos son muy frecuentes a S. del arroyo Valdegarcía.

Se observan también bandas subhorizontales, de 3 a 5 m. de espesor, leucocráticas y de menor tamaño de grano con contactos graduales a los tipos más habituales; estas heterogeneidades son más frecuentes en el extremo oriental.

Bajo el microscopio presentan texturas porfídicas plagidiomorfas con la matriz equigranular. El feldespato potásico es ortosa con maclas de tipo Carlsbad, discretamente peritíticas, con morfologías de venas y "films"; incluyen al resto de las fases minerales, incluso a cuarzo, y muestran parcialmente macla de microclina. En algunos casos es escaso por lo que localmente la roca corresponde a granodiorita. La plagioclasa es en general automorfa, y frecuentemente en sinneusis; está maclada y presenta zonación compleja, normal, y oscilatoria, con núcleos residuales a manera de parches. Muestra un margen albitico. También aparecen en delgados bordes intersticiales entre cristales de ortosa; en contacto con esta última desarrolla frecuentes mirmequitas; en algunos casos existen parches de albitización con macla en damero.

El cuarzo forma cristales individuales de unos 5 mm. de media, previo a ortosa. La biotita está en placas auto o subautomorfas o en agregados; tiene pleocroísmo de rojizo a incoloro.

La cordierita, es frecuente, aunque siempre accesoria; es muy escasa en las facies deformadas y se muestra en prismas aislados con maclas cíclicas.

Como fases accesorias aparecen además circón, de dos poblaciones diferentes, automorfo y xenomorfo, a veces recrecido con el margen automorfo, apatito en grandes prismas que incluye al anterior, opacos de composición ilmenítica ($\text{TiO}_2=52.48-55.39$; $\text{FeO}=41.48-39.49$; $\text{MnO}=5.94-5.02$) en relación con biotita, y en ocasiones monacita y esfena en los términos deformados del ángulo S.E. de la Hoja.

Con carácter tardío se forma moscovita con bordes irregulares, de crecimiento en estado sólido.

Los agregados biotíticos muestran ordenación morfológica de las micas y se pueden asociar a plagioclasa prismática granoblástica, con inclusiones de espine-la, andalucita, sillimanita y corindón.

Como fases secundarias, además de moscovita aparece sericita, clorita y

pinnita, mica blanca, a partir respectivamente de núcleos de plagioclasas, biotita y cordierita.

Los enclaves de granito microporfídico muestran fenocristales de ortosa, plagioclasa zonada, cuarzo y biotita, en una matriz con los mismos componentes, donde se observa también cordierita, sillimanita incluida en plagioclasa y biotitas aciculares. Están fuertemente recrystalizados dando una matriz granoblástica y los fenocristales de biotita pueden estar total o parcialmente sustituidos por agregados policristalinos de la misma especie.

Los enclaves microgranulares tienen a veces fenocristales de plagioclasa con zonación compleja; son biotíticos o biotítico-anfibólicos.

En los términos deformados, aparte de alineación de biotita, es patente una granulación y recrystalización del cuarzo, anomalías ópticas en el feldespato alcalino, deformación de planos de macla de plagioclasa y neoformación de mica blanca junto con opacos esqueléticos en los márgenes de la biotita.

3.1.4.4 Adamellitas con cordierita y megacristales (11)

Este pequeño cuerpo plutónico tiene un afloramiento de forma cuadrangular, ocupa una extensión aproximada de 1,5 Km² y se sitúa en el centro del borde occidental de la Hoja. Intruye sobre el conjunto de metasedimentos y ortoneises glandulares migmatizados del macizo de La Cañada y sus contactos, cuando son observables, son intrusivos y discordantes, pudiendo encontrarse enclaves de dimensiones centimétricas a decamétricas de dichos materiales en los granitoides. Las condiciones de afloramiento no permiten establecer de forma clara las relaciones de intrusión respecto al macizo de las Navas del Marqués.

Este afloramiento granítico está intruido en su sector septentrional por una importante red de diques de pórfido granítico así como por algún otro de leucogranito de grano fino.

Las rocas que forman esta unidad son unos granitos biotíticos de grano medio (1-3 mm.), en los que se encuentran dispersos escasos megacristales de feldespato potásico de color blanco, equidimensionales que pueden alcanzar tamaños de hasta 3 cm. pero en general son menores. El cuarzo tiende a destacarse con frecuencia como pequeños fenocristales subredondeados con dimensión de hasta 6 mm. La proporción de biotita no es muy abundante, observándose tipos de aspecto leucodamellítico a nivel de afloramiento. El color de la roca en fresco, es grisáceo-claro aunque pueden presentar enrojecimientos ocasionales.

Los enclaves observados son xenolitos de rocas metamórficas, con formas angulares o aplanadas y de dimensión centimétrica. Por su naturaleza, puede tratarse de enclaves de neises glandulares o de metasedimentos, pequeños enclaves micáceos y algunas glándulas procedentes de la disgregación de los neises.

La actividad filoniana propia de estos granitos es escasa y se restringe a algunas venas y pequeños diques aplíticos. También se encuentran algunas pequeñas masas leucograníticas en el área de afloramiento de estas adamellitas.

En algún afloramiento de estas rocas se ha observado una cierta orientación de micas pero en la mayoría de los casos no se aprecia orientación de ningún tipo.

Respecto a la morfología de los afloramientos, estos granitos pueden formar lanchares o algunos bolos métricos pero no es característico de ellos un buen desarrollo de berrocales.

Petrográficamente son similares a las descritas como tipo Hoyo de Pinares.

3.1.4.5 Adamellitas con megacristales y microagregados biotíticos. (Tipo Navas del Marqués) (12)

Constituyen un cuerpo de gran extensión (280 Km² en la Hoja), que se extiende por el N. y el S. en las vecinas Hojas de El Espinar y San Martín de Valdeiglesias.

Cartográficamente este cuerpo tiene una forma irregular: en el S. forma una banda submeridiana limitada por el metamórfico del macizo de El Escorial por el E. y las adamellitas de tipo Hoyo de Pinares por el O. Cerca de la Ciudad Ducal, el contacto con estas últimas gira al NO. hasta entrar en contacto con el metamórfico de La Cañada, de tal forma que en la parte septentrional de la Hoja, las adamellitas de tipo Navas afloran de manera continua entre los dos macizos metamórficos.

Los contactos de estas adamellitas con el encajante metamórfico, así como con las adamellitas de tipo Hoyo, son netos e intrusivos. Respecto a estas últimas, y en la parte central de la Hoja, donde el contacto sigue un trazado NO-SE., se puede observar el truncamiento de sus estructuras internas por la adamellita de tipo Navas.

En los contactos con las adamellitas de tipo Hoyo aparece localmente una facies de borde de tipo pegmatítico con numerosos enclaves microgranulares y zonados.

Las adamellitas de tipo Navas contactan también en el extremo NE. de la Hoja, con los leucogranitos de tipo Peguerinos. El contacto es rápido, pero no existen criterios claros sobre la edad relativa, debido a las malas condiciones de afloramiento y a la existencia de un contacto mecánico. Al igual que en las Hojas limítrofes (p.ej. El Espinar), se ha optado por considerar las adamellitas de tipo Navas, como más antiguas en la columna de la Hoja.

Las adamellitas de tipo Navas son rocas de grano medio a grueso con porfidoismo variable; los fenocristales son de feldespato potásico, relativamente equidimensionales con una longitud media entre 2 y 5 cm., su frecuencia varía a lo largo del plutón de manera que son más escasos en la zona media de la parte meridional del afloramiento y en el N. de la Hoja; por el contrario en el S., las zonas periféricas del cuerpo son muy abundantes en megacristales, por lo que se han sobretornado en el mapa. En muchos casos, dichos megacristales aparecen indentados con el resto de los componentes de la roca, dando así contornos poco nítidos de "visu". Los restantes minerales tienen una dimensión media de 2 a 5 mm. donde destacan cristales individuales de cuarzo de hasta 1 cm; la biotita forma agregados de individuos de dimensión inferior a 2 mm.

Es muy característica la presencia de agregados de aproximadamente 1 cm. de diámetro de biotita o biotita-plagioclasa.

Estructuralmente son rocas bastante isotropas, aunque localmente, junto a los

contactos, muestran "schlieren" y bandeados, visibles por ejemplo en las inmediaciones de Navalperal de Pinares en la carretera de Ávila. Son también muy frecuentes las cavidades miarolíticas de morfología irregular.

La población de enclaves es variada, xenolitos de origen metamórfico y enclaves microgranulares de dimensión centimétrica a métrica entre los que destaca un grupo de textura monzonítica.

Con respecto a los aspectos morfológicos es de destacar que el relieve asociado a los afloramientos de estos granitoides está bastante degradado debido a los procesos de meteorización, que determinan en extensas zonas el desarrollo de importantes coberturas de "lehm" granítico, en las que la mayor parte de los afloramientos de roca viva corresponden a pórfidos o leucogranitos. No obstante pueden encontrarse zonas de berrocales y lanchares, fundamentalmente en algunas áreas de cumbre o de hombreras topográficas.

Petrográficamente, las adamellitas de tipo Navas son rocas como a inequigranulares e hipidiomorfas. Los minerales principales son: cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, con apatito, a veces abundante; circón, monacita y allanita como accesorios más o menos frecuentes. Esporádicamente se observan pequeños granos de anfíbol de tipo hornblenda en cantidades accesorias. Los minerales secundarios más corrientes son: clorita, esfena, sericita, clinozoisita, ilmenita ($TiO_2=52.34$; $FeO=40.33$; $MnO=7.33$), y probablemente anatasa.

El cuarzo es globuloso y más o menos recristalizado. La plagioclasa presenta zonado oscilatorio, con núcleos de An 25-35 (excepcionalmente An 50) y rebordes de albita (An 10) muy acentuados en contacto con los granos de feldespato. Este último mineral suele ser intersticial a los dos anteriores, lo que indica una recristalización tardía, aunque, por otro lado, forma fenocristales, lo que sugiere una recristalización en dos etapas. Es ortosa, poco peritítica en la matriz y más peritítica en los fenocristales. La biotita es un tipo pardo. El anfíbol, esporádico, es hornblenda, y se encuentra como prismas irregulares pequeños, incluidos en otros minerales.

Los procesos secundarios deutéricos son corrientes; consisten en cloritización de la biotita, con formación complementaria de esfena, feldespato potásico probable, anatasa y a veces clinozoisita, y saussuritización de la plagioclasa (sericita + clinozoisita + clorita).

Los microenclaves son de composición tonalítica a cuarzodiorítica (plagioclasa + biotita + cuarzo + anfíbol), semejantes mineralógicamente a los enclaves mesoscópicos básicos, cuya población observada varía petrográficamente desde cuarzodiorita a microadamellitas porfídicas.

Los enclaves microgranulares monzoníticos suelen tener anfíbol y poiquilocrisales de ortosa fuertemente peritítica.

Un rasgo interesante superpuesto a estas rocas es la episienitización en forma de zonas irregulares o bandas. El fenómeno comienza con un enrojamiento de los feldespatos, acompañado de cloritización de la biotita, y culmina en la formación de episienitas de color rojizo en las que ha sido lixiviado por completo el cuarzo ígneo. Consisten principalmente en albita y clorita, de modo que la primera forma un mosaico de cristales de tendencia euhedral. La segunda es intersticial

o bien forma reemplazamientos de la biotita con algo de clinozoisita. En algún caso se conservan placas relictas de la biotita ígnea, totalmente cloritizadas. Como minerales tardíos se observan cuarzo y feldespato potásico en rellenos intersticiales.

Los efectos de la episienitización son particularmente importantes en los alrededores de Las Navas del Marqués, donde fueron clasificados por SAN MIGUEL *et al.* (1960), como granitos rojos.

3.1.4.6 Adamellitas porfídicas con cordierita. (Tipo Ciudad Ducal) (13)

Estas rocas forman un pequeño macizo situado al S. de la Ciudad Ducal en la zona del embalse, cuyo afloramiento tiene una forma groseramente elíptica, que se estrecha hacia el SE. Su extensión superficial no supera los 3 Km².

El límite septentrional de este pequeño macizo está definido por las adamellitas de tipo Navas con las que muestra contactos netos. Por el S. el contacto es con las adamellitas de tipo Hoyo. Este contacto es aparentemente más confuso aunque el paso de unas rocas a otras es muy rápido y se realiza en unos pocos metros. Localmente se han podido observar unas facies de borde de grano más fino en estas adamellitas, frente a las de tipo Hoyo.

Dentro de este macizo se observa una orientación de flujo magmático de los fenocristales bien definida. Es paralela a los contactos con tipos limítrofes de adamellitas y en algunas zonas, como a lo largo del borde con el tipo Navas, muy tendida o con buzamiento pequeño al OSO. Estos datos sugieren que este pequeño macizo adamellítico es intrusivo en el tipo Hoyo y probablemente también, aunque no tan clara, en el tipo Navas del Marqués.

Este macizo lo constituyen principalmente adamellitas biotíticas porfídicas con enclaves microgranulares. Los fenocristales son de feldespato potásico y pueden llegar a constituir el 25% de la roca. Su tamaño varía entre 1-4 cm., destacando sobre una matriz de grano medio. Se encuentran normalmente orientados con una disposición plano-lineal; la lineación es debida a la disposición cozonal de los cristales.

Mineralógicamente estas rocas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como componentes principales. Con carácter accesorio se observan algunos prismas de cordierita y moscovita secundaria.

Los enclaves son por lo general poco abundantes. Tienen composición tonalítica o granodiorítica y pueden alcanzar un tamaño de hasta 15 cm. Se han observado también algunos enclaves micáceos, de tamaños centimétricos.

A diferencia de los granitos de tipo Navas del Marqués, los fenómenos de episienitización son muy locales en estas adamellitas.

3.1.4.7 Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos) (14)

Aflora en la esquina nororiental de la Hoja en la serranía de las inmediaciones

de Peguerinos, continuándose en las tres Hojas limítrofes. Los contactos con la unidad adamellítica adyacente son netos aunque no han podido deducirse criterios claros de intrusividad por ser en su mayor parte contactos mecánicos y por la escasez de afloramiento en las áreas boscosas.

Es un leucogranito, con proporciones por lo tanto accesorias de biotita, de grano grueso. Hay sectores donde la textura puede variar y el grano puede ser medio o fino, con muy escasa continuidad. Es característico el cuarzo alotriomorfo de 5-8 mm. de tono violáceo, así como la tonalidad frecuentemente sonrosada de los feldespatos. Muy excepcionalmente puede encontrarse algún megacristal de pocos centímetros de feldespato potásico.

Carece de variaciones composicionales, bandeado o acumulados, significativos. Es un tipo muy homogéneo aunque localmente aparecen vénulas o bolsadas dispersas de carácter aplopegmatítico. Son muy raros los enclaves: sólo se han observado tipos microgranulares mesócratos de dimensión centimétrica.

En zonas de fracturación local se genera una esquistosidad espaciada con fenómenos de microcizallamiento.

Texturalmente son inequigranulares panalotriomorfos de grano grueso. Presentan como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Entre los accesorios frecuentes están biotita, moscovita, circón y opacos; mientras que esporádicamente se han encontrado, granate, apatito, monacita, allanita y fluorita. Como elementos secundarios: moscovita, clorita, esfena, e ilmenita rica en MnO ($TiO_2=48.82-48.46$; $FeO=36.37-37.10$; $MnO=14.80-14.49$).

El cuarzo suele ser de tendencia automorfa aunque hay generaciones que intercrecen con el feldespato potásico.

La plagioclasa, oligoclasa ácida o albita, en raras ocasiones aparece agregada en sinneusis. Los individuos subidiomorfos suelen estar sin zonar o con ligera zonación directa y con mirmequitas ocasionales; también puede observarse albita intergranular. En las facies tectonizadas se observan además de deformación de planos y maclas mecánicas, ligeros fenómenos de antipertitización así como otras sustituciones secundarias.

El feldespato potásico es microclina con pertitas en venas, a veces interpenetradas, y también en damero y "films". Puede ser intersticial respecto a prismas subidiomorfos de plagioclasa y cuarzo. En general es de tendencias poiquiliticas incluyendo cristales previos de las otras especies minerales principales del granito.

La biotita primaria, de tonalidades pardo-rojizas, rica en minerales accesorios, suele estar recristalizada por generaciones tardías o postmagmáticas de biotita verdosa que puede formar agregados decusados o lepidoblásticos, a veces simplectíticos, que sustituyen y pseudomorfizan no sólo la biotita más antigua sino también en ocasiones, plagioclasa albitica. Esta biotita verde-pálida de segunda generación puede intercrecer simplectíticamente con feldespato potásico y, en ocasiones, con moscovita y opacos.

La moscovita es marcadamente intersticial y tardía, definiendo a veces agregados radiales; es por lo tanto postmagmática. Incluida en feldespato, o a favor de microfracturas, hay fluorita. Los circones pueden presentar crecimiento zonal.

3.1.4.8 Leucogranitos (15)

Los cuerpos leucograníticos son muy frecuentes en esta Hoja; se asocian a todos los tipos graníticos, pero en diferentes proporciones.

Composicionalmente hay dos tipos diferentes: unos con silicatos aluminicos y otros carentes de ellos. Los primeros se asocian al plutón de Hoyo de Pinares donde aparecen como masas tabulares de contactos tendidos, y del mismo estilo son los de Peña de Cuervo y Peña del Águila en el cuadrante NO, en relación con la adamellita de Navas; son cuerpos heterogéneos con fuerte variación textural y composicional, estructuras de flujo paralelas a los bordes de los cuerpos, y presencia de cavidades pegmatíticas. Texturalmente son equigranulares hipidiomorfos, a veces con crecimientos gráficos; tienen composición de leucogranitos con biotita accesorio, así como moscovita subsólida, en general visible a ojo desnudo. Como otros accesorios muestran según los casos cordierita pinnitizada, andalucita, turmalina, granate, topacio, circón y apatito.

Asociados al plutón de las Navas hay cuerpos leucograníticos intrusivos en su periferia con zona de borde microporfídica y cuerpos de gran tamaño como en el stock del Tural, que pasa a la vecina Hoja de San Martín de Valdeiglesias y del que aflora en la Hoja una extensión de unos 12 Km²; es alargado en dirección submeridiana.

Esta familia de leucogranitos es muy homogénea, con tamaño de grano medio (2 mm.), y fino-medio (1-2 mm.) hacia el borde donde muestra cavidades microlíticas muy frecuentes y pequeñas bolsadas pegmatíticas.

Son biotíticos y como accesorios llevan además circón, apatito y allanita; el feldespato potásico está variablemente microclinizado, la plagioclasa, albita-oligoclase, muestra además zonación y bordes albiticos; como minerales secundarios aparecen clinozoisita, biotita verde, clorita y esfena.

Los macizos leucograníticos tienden a dar resaltes morfológicos y pueden mostrar zonas locales de enrojecimiento en relación con fracturas, y silicificaciones en forma de venulaciones de cuarzo.

3.1.5 Rocas Filonianas

En la Hoja existe una importante red filoniana de distintas direcciones, mostrada por SAN MIGUEL *et al.* (1960), y UBANELL (1981) donde destacan dos importantes haces de diques de dirección general E-O. El septentrional tiene una anchura de unos 5 Km. y atraviesa la Hoja en toda su anchura prolongándose hacia el O.

El meridional abarca una anchura de unos 6 Km. en la Hoja continuándose hacia el S. en la vecina Hoja de San Martín de Valdeiglesias.

Este sistema está cortado por una red más dispersa de dirección N20°E, cortada a su vez por diques singulares de N150°E. Por último los diques de cuarzo en general son norteados, aunque hay algunas excepciones E-O.

3.1.5.1 Aplitas (1)

Los diques de aplita son escasos y pueden mostrar una zona marginal micro-

porfídica semejante a los diques leucograníticos. En su zona central, pueden tener estructuras nodulares. Cuando son porfídicas los fenocristales son de cuarzo, feldespato potásico y albita-oligoclase, muestran nódulos de biotita y probablemente cordierita, transformada en mica; eventualmente pueden tener granate.

3.1.5.2 Microdioritas (2)

Aparecen asociadas a los mismos haces filonianos que los pórfidos granitoides, es decir, según direcciones aproximadas E-O. Los diques de microdioritas son de potencia reducida, en general inferior a unos 2 m. y muestran una gran continuidad. Su relación con los pórfidos graníticos es compleja y variable, de manera que con frecuencia se mantienen paralelos a ellos, sin que las relaciones mutuas puedan siempre determinarse.

En otros casos como en el filón de leucogranitos que corta a la carretera de Valdemaqueda a Hoyo de Pinares en el Km 15, la microdiorita intruye sobre el anterior. Por el contrario, hay diques de pórfido que cortan a los de microdiorita, como el que pasa por la ladera septentrional del Cerro del Yuste, en cuyo caso la enclavan, y por último pueden aparecer hibridaciones entre los diques de pórfido y los básicos, con formación de una facies intermedia de unos 3 m. de potencia y de una brecha con enclaves mutuos como se observa en el contacto meridional de uno de los diques del Alto de la Cabeza.

Composicionalmente estos diques básicos corresponden a microdioritas con texturas microgranudas hipidiomorfos de tipo dolerítico a veces porfídicas. Los fenocristales de hasta 1 cm., son de plagioclase zonada o de ferromagnesianos. La matriz es de andesinalabrador prismática, en cuyos intersticios cristaliza clinopiroxeno y anfíbol verde-marrón o biotita. De manera intersticial, pueden aparecer cuarzo y escaso feldespato potásico; como accesorios, opacos, apatito, circón y esfena. Cuando el cuarzo está en grandes cristales tiene una aureola reaccional de clinopiroxeno y es por lo tanto xenolítico.

El grado de alteración es importante, de manera que el clinopiroxeno aparece frecuentemente uralitizado a un anfíbol verde con formación de clorita, epidota y sericita.

Algunos diques muestran venulación leucocrática con venas de 2 a 10 cm. de composición monzonítica a cuyo borde la proporción de feldespato potásico en la roca básica es abundante. Estas vénulas incluyen anfíbol castaño esquelético.

Pueden tener enclaves, tanto de rocas metamórficas como graníticas, en el primer caso se neoforman espinela y corindón, y en el segundo caso se produce fusión parcial intersticial dando buchitas.

Estas rocas, denominadas previamente como lamprófidos calcoalcalinos, se consideran microdioritas de acuerdo con HUERTAS (1986).

3.1.5.3 Pórfidos graníticos (3, 4)

Aunque cartográficamente se han distinguido los tipos leucograníticos de los de composición intermedia (granodioríticos-graníticos), los describimos conjuntamente debido a sus caracteres mineralógicos similares.

Son los diques mayoritarios en los dos grandes enjambres filonianos que de E. a O. atraviesan toda la Hoja. En general tienen una potencia comprendida entre 10 y 40 m. con buzamientos casi verticales, de unos 70-80° hacia el N., y su composición varía desde granodiorítica a leucogranítica. En contacto con la roca encajante muestran ocasionalmente estructuras de cizalla con planos S-C., como consecuencia de su emplazamiento.

Los pórfidos graníticos muestran lógicamente textura porfídica con variación de tamaño de grano de centro a borde, las zonas centrales de los más potentes, son casi equigranulares, las marginales con fuerte contraste de tamaño de grano presentan textura esferulítica. Parece haber dos familias composicionales; en una de ellas los fenocristales son de cuarzo, ortosa algo peritítica con frecuente macla de tipo Carlsbad y plagioclasa zonada y/o maclada. Hay algunos donde los ferromagnesianos presentes son hornblenda verde y biotita de coloración verde, con accesorios tales como circón, apatito, allanita y eventual esfena.

El otro tipo composicional es similar pero carece de anfíbol y allanita; muestran biotita rojiza y moscovita tardía en matriz.

Están frecuentemente hidrotermalizados con clorita, epidota, sericita y esfena como minerales secundarios

3.1.5.4 Diabasas

Aparecen como diquecillos de dirección aproximada N20E. de escasa potencia (1-2 m.) y por ello de afloramiento malo y discontinuo. Aunque aparecen dispersos por gran parte de la Hoja son más numerosos en las laderas meridionales de la Sierra de Malagón y a lo largo del río Cofio. Tipos equivalentes son descritos en otros sectores por NUEZ *et al.* (1982).

Las diabasas presentan variaciones petrográficas de centro a borde del dique. Los bordes enfriados son afaníticos y ocasionalmente con flujo laminar, mientras que el interior del dique es de tendencia porfídica con fenocristales visibles de plagioclasa y de máficos pseudomorfizados por clorita y epidota. En estas zonas centrales pueden aparecer xenolitos diversos, no sólo de material granítico encajante y cuarzo xenocrystalino, sino también, enclaves granulíticos y metamórficos más profundos, transformados.

Petrográficamente son rocas holocristalinas de tendencia porfídica con plagioclasa en fenocristales de tamaño seriado, ligeramente zonados y corroídos. Los máficos, clinopiroxeno y olivino, aparecen también en microfenocristales fuertemente alterados a minerales secundarios que los pseudomorfizan. En la matriz de la diabasa hay plagioclasa y clinopiroxeno como fundamentales, y biotita, feldespato potásico, opacos, espinela y rutilo como accesorios. Muy frecuentes son minerales epizonales tales como cloritas, epidotas, carbonatos, talco, ceolitas, sericita, que las transforman en grado variable.

Son frecuentes las estructuras de aspecto ocelar con feldespato alcalino o simplemente amigdalar con minerales tardíos, normalmente postmagmáticos.

3.1.5.5 Camptonitas (5)

Aparece un único dique que en realidad es la terminación septentrional del gran

dique de Hoyo de Pinares, de afloramiento prácticamente continuo en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias. Es éste un dique, a veces ramificado, de 1 m. aproximado de potencia y de rumbo N155E. Forma parte del conjunto de lamprófidos alcalinos más o menos norteados, que atraviesan el Sistema Central Español (VILLASECA y NUEZ, 1986).

La camptonita se presenta como un dique heteromorfo con bordes afaníticos fluidales y centro porfídico, típicamente lamprofídico, ocasionalmente con microenclaves xenolíticos. Localmente presentan amígdalas carbonatadas. Los fenocristales son de clinopiroxeno titanosalítico, clinofanfíbol kaersurtítico y olivino pseudomorfizado por talco (VILLASECA y NUEZ, op. cit. numerales). La matriz del lamprófido, fluidal en zonas de borde, presenta textura intergranular con prismas idiomorfos de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, con opacos accesorios. Diversos minerales xenolíticos o secundarios (carbonatos, cloritas, epidotas, talco, cuarzo) abundan en la roca.

3.1.5.6 Cuarzo (7)

Los diques de cuarzo principales de esta Hoja son los enjambres de dirección N10-N20E. que cortan las redes filonianas previamente descritas. Son equivalentes a las denominadas serrotas o guijos que aparecen en casi todo el Sistema Central Español con esta dirección dominante. Son diques casi monominerales con algún sulfuro u óxido intersticial, normalmente alterados a carbonatos o hidróxidos.

Otro sistema filoniano de cuarzo aparece con direcciones próximas a E-O. en las áreas meridionales de la Hoja, con características similares.

3.2 METAMORFISMO

Los materiales prehercínicos de la Hoja están afectados por metamorfismo regional, de distinto grado en cada dominio, al que se superponen el efecto térmico de los cuerpos graníticos hercínicos intrusivos, que originan metamorfismo de contacto de extensión limitada.

3.2.1 Metamorfismo Regional

El metamorfismo regional se produce a lo largo de tres etapas principales. La más visible es contemporánea de la fase de deformación dominante, considerada como la segunda hercínica. Con carácter precinemático a esta fase se presentan en los dos dominios fases relictas, tales como granate y distena.

Esta etapa principal se manifiesta de manera diversa en ambos dominios. En la Cañada, la zona meridional muestra la asociación: cuarzo + mica blanca + biotita ± plagioclasa ± andalucita ± (granate) en pelitas y areniscas, y cuarzo + plagioclasa + hornblenda + granate en las de procedencia margosa.

En la primera paragénesis la andalucita, escasa, es sincinemática temprana, dada su disposición rotacional con ligera deformación de la esquistosidad externa. El feldespato potásico se limita a clastos en las areniscas y microconglomerados, y a venas.

Hacia el N. aparece, restringida a una zona de 1 ó 2 Km. aproximadamente, estauroлита, de textura rotacional coherente con la esquistosidad de segunda fase aunque ésta se deforma frente a los porfiroblastos. La paragénesis, característica del grado medio o facies de las anfibolitas es pues, cuarzo + biotita + estauroлита ± plagioclasa ± (granate).

Hacia el N. se desarrolla sillimanita, orientada con la foliación, así como cordierita y aparece eventualmente feldespato potásico. La moscovita llega probablemente a desaparecer aunque se neoforma con posterioridad, a veces mimética con los silicatos aluminicos en la foliación. La paragénesis característica es pues, cuarzo + biotita + plagioclasa + sillimanita + cordierita.

El metamorfismo de segunda fase es por tanto progresivo desde la facies de esquistos verdes o el grado bajo en su parte alta, puesto que siempre hay biotita, hasta el alto, acompañado de anatexis parcial, bajo un gradiente geotérmico elevado.

En el dominio de El Escorial, el grado metamórfico es siempre el alto, acompañado de fusión parcial. La paragénesis característica en esta fase es: cuarzo + biotita + sillimanita + plagioclasa ± cordierita.

La sillimanita es frecuentemente prismática y tanto ella como la cordierita se generan a expensas de biotita, la última según reacción del tipo /biotita + Si. Al./ = /Cord. + Fk./.

El feldespato potásico está presente en los leucosomas y en las rocas meta-graníticas pero es muy escaso en los metasedimentos, debido probablemente a su incorporación a los fundidos parciales.

Las rocas carbonáticas muestran asociaciones variadas según su composición pero compatibles con el grado alto reflejado por pelitas y semipelitas. El carácter tardío de la clinohumita, la presencia de escapolita, la formación de idocrasa a expensas de grosularia y la evolución hacia fases hidratadas de los clinopiroxenos en las pegmatitas que intruyen sobre los mármoles implica la presencia progresiva de una fase fluida con cloro y fluor aunque, dadas las texturas de este tipo de rocas resulta difícil de precisar si tuvo lugar en relación a la etapa metamórfica principal o con posterioridad.

El granate y la distena previos se manifiestan de diverso modo según las características de la fase metamórfica principal. En la zona de grado bajo de La Cañada los granates precinemáticos se conservan sin apenas síntomas de metaestabilidad o eventualmente transformados a biotitas. La distena, en relación con las rocas con estauroлита, se pseudomorfa a andalucita de manera probablemente precoz a la Formación de sillimanita durante la etapa principal.

En El Escorial el granate es puntual y suele estar transformado a cordierita según la reacción /granate + Si. Al + cuarzo/ = /cordierita/, lo que acredita una temperatura superior a la del dominio oriental. La distena se conserva únicamente incluida en plagioclasa y es probablemente el antecedente de los prismas de sillimanita palmeados.

En las zonas de cizalla asociadas a cabalgamientos de segunda fase neoforma también sillimanita y posiblemente cordierita, unido a un fuerte estiramiento dúctil.

Con carácter tardío a la segunda etapa clímax del metamorfismo, se siguen produciendo leucosomas de composición granítica con algunos nódulos residuales de sillimanita.

Una tercera etapa de recrystalización, homogénea en ambos dominios, consiste en la neoformación de andalucita y de moscovita que coincide con la recrystalización de los leucogranitos, autóctonos o ligeramente extravasados.

3.2.2 Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto, más patente en La Cañada, debido al menor grado del metamorfismo regional, consiste en la neoformación de andalucita y cordierita en los exocontactos de los granitoides y de espinela y corindón, en los dominios pobres en sílice y de andalucita y cordierita en sus endocontactos así como en la aureola externa de las cuarzodioritas con una anchura decimétrica. Estas mismas transformaciones afectan a los enclaves en microdioritas donde los xenolitos graníticos pueden sufrir fusión parcial.

3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS

La información sobre quimismo de los materiales de esta Hoja está agrupada en las Tablas 1 a 6. En todos los casos, para poder realizar comparaciones homóneas los valores de FeO y Fe₂O₃ se han recalculado con la relación Fe₂O₃/FeO=0,20.

Para el tratamiento genérico de las rocas de cada grupo se han calculado con los elementos mayores, además de la norma C.I.P.W. los parámetros R1 y R2 de DE LA ROCHE *et al.* (1980) proyectados en el diagrama de BATCHELOR y BOWDEN (1985). Estos parámetros son los siguientes:

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

Para los elementos menores, en los casos en que se dispone de datos, se han recalculado los valores de Rb, Sr y Ba a 100 y proyectado en el diagrama triangular de EL BOUSEIL y EL SOKKARY (1975) especialmente apropiado para rocas granitoides.

3.3.1 Rocas metamórficas Paraderivadas

Las cuatro rocas analizadas (Tabla 1) corresponden a materiales de ascendencia pelítica. La n° 1 y la n° 9029 son neises de dominio de El Escorial, la primera de carácter milonítico. De las correspondientes al dominio de La Cañada la n° 2 es un neis de bajo grado. Todos estos materiales corresponden al metamorfismo de

rocas arcillosas relativamente ricas en Fe y Mg y pobres en Ca con relaciones Or/Ab normativa bastante elevadas. El contenido en corindón normativo, siempre superior al 7%, está de acuerdo con su procedencia. Aunque el número de análisis es escaso no parecen existir diferencias significativas entre los materiales analizados de los dos dominios.

3.3.2 Rocas Ígneas Prehercínicas

Sólo se dispone de dos análisis de ortoneises glandulares melanocratos publicados por NAVIDAD y PEINADO (1977). Estas rocas (nº 3 y 4, Tabla 1) tienen un quimismo equivalente a granodioritas con relaciones Or/Ab cercanas a la unidad, y contenido en minerales oscuros (Hy) del orden del 12%. Ambas rocas tienen un exceso de alúmina considerable, a veces comparable al de las rocas paraderivadas; quizás sea debido a que estas rocas, como consecuencia de su intensa milonitización, tienen gran parte de los minerales micáceos transformados en clorita con la consiguiente pérdida de elementos alcalinos.

Los ortoneises glandulares (Tabla 1) son rocas de composición adamellítica o leucoadamellítica con contenidos en cuarzo normativo cercanos o superiores al 30% y relaciones Or/Ab por término medio superiores a la unidad. Algunos de ellos (9033, 9030) tienen exceso de corindón normativo en valor superior a lo normal en este tipo de rocas.

Por último, los leuconeises (Tabla 2), responden a composiciones típicas de leucogranitos con contenidos en Q por encima del 30% y relaciones Or/Ab decididamente muy superiores a la unidad. Como es natural son todas ellas rocas muy pobres en componentes ferromagnesianos (Hy 5%). Una de las rocas (nº 9105) debe corresponder a un antecesor granítico muy evolucionado, tanto por su elevado contenido en Q como por su relación Or/Ab cercana a la unidad. Consideradas en conjunto en el diagrama R1-R2 (Fig. 2) las rocas ortoderivadas se sitúan en el campo de los granitoides tardi-orogénicos y los ortoneises glandulares y leuconeises dentro del sector de granitoides bastante evolucionados. Al existir pocos datos analíticos no es posible deducir si estos neises, así como los de carácter melanócrato forman una o varias líneas de evolución magmática.

En lo que se refiere a los elementos traza las rocas metamórficas ortoderivadas quedan todas en ellas (Fig. 3) en una banda con proporciones de Sr, reducidas, que aumentan algo a medida que se acentúa la diferenciación. Son el Rb y el Ba los elementos que más varían; el primero aumentando y el segundo disminuyendo, en el mismo sentido evolutivo. La mayor parte de las rocas analizadas, incluso algunas consideradas como ortoneises, quedan en el campo de los granitos fuertemente diferenciados.

3.3.3 Rocas Ígneas Hercínicas

3.3.3.1 Leucogranitos deformados

Muchos de los leucogranitos deformados son pequeñas masas que por obser-

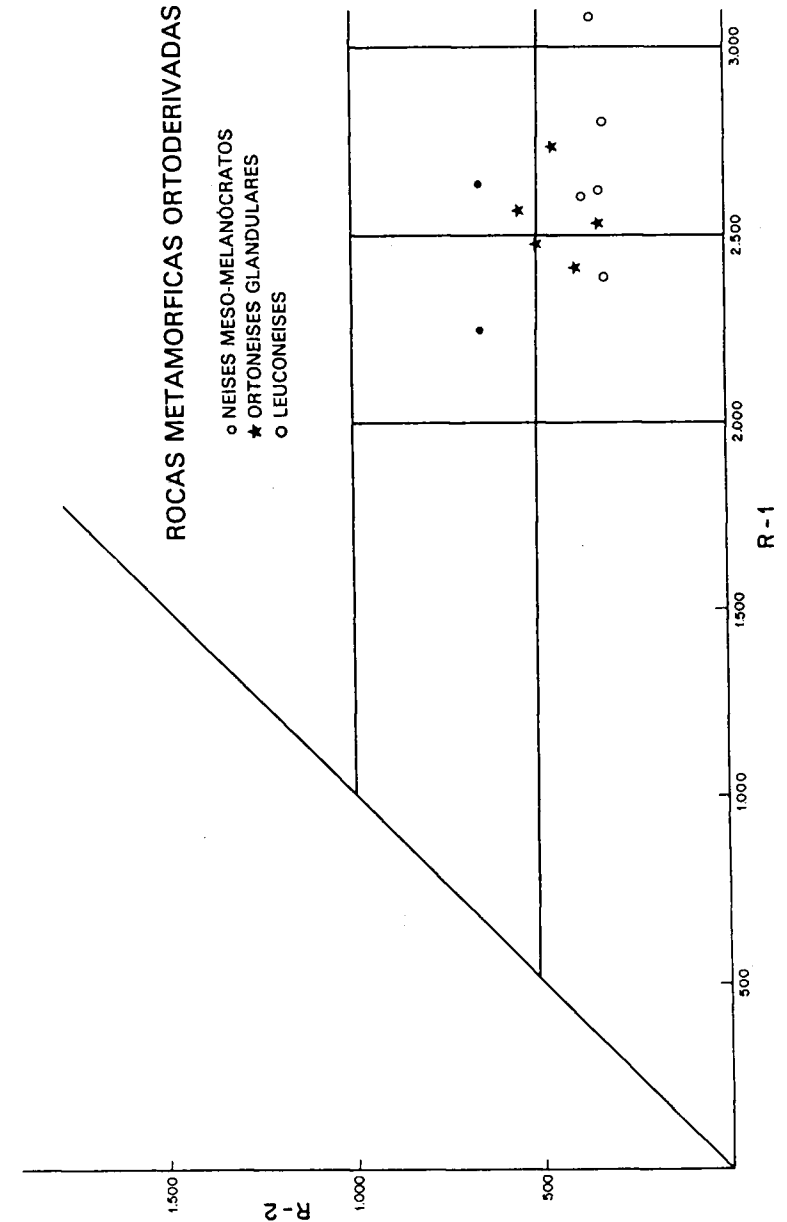
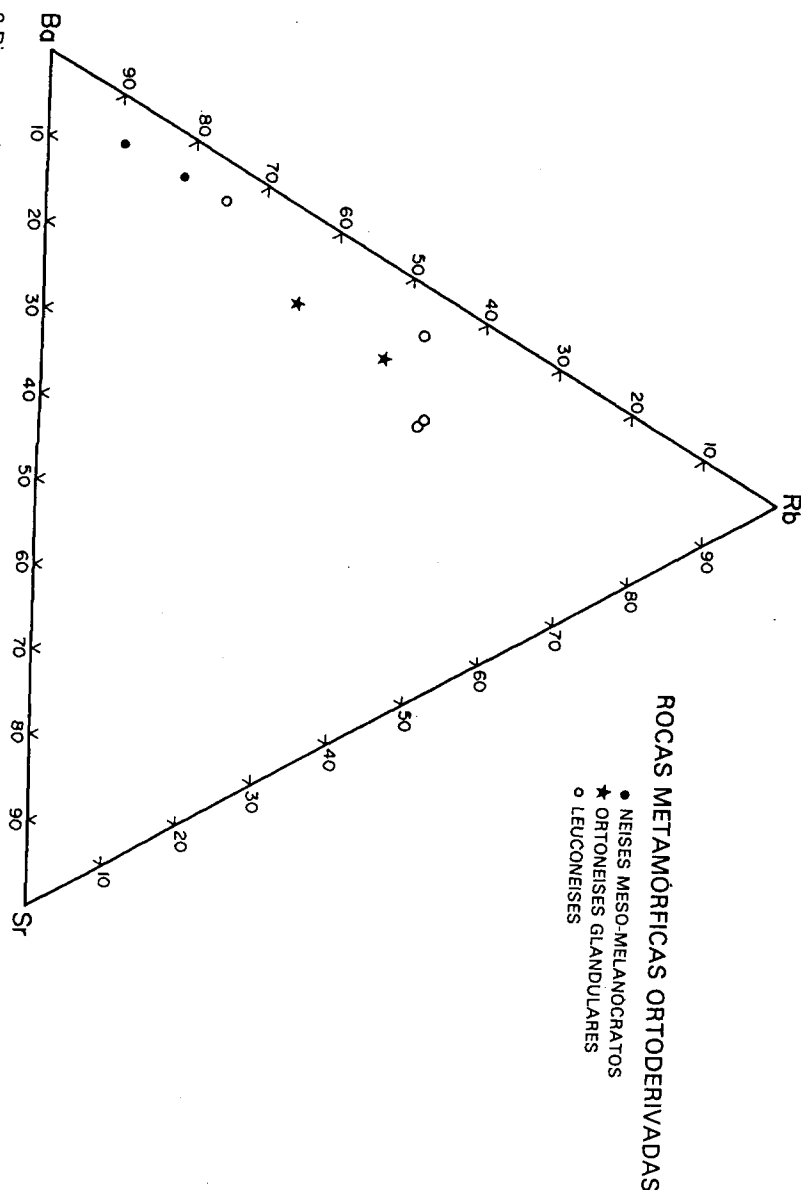


Fig. 2 Diagrama R_1 - R_2 de LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para los ortoneises

Fig. 3 Diagrama triangular Rb, Sr, Ba para los ortoneises



vaciones sobre el terreno pueden definirse como granitoides formados por anatexis de los propios neises encajantes.

Estos granitoides tempranos (Tabla 2), aún dentro de su carácter leucocrático presentan un espectro composicional relativamente amplio. Geoquímicamente son bastante parecidos a los leucaneises incluidos en la serie prehercínica, ocupando en los diagramas (compárense la Fig. 2 con la 4 y la 3 con la 5) campos análogos.

Todos ellos se caracterizan por tener relaciones Or/Ab superiores a la unidad, bajos contenidos de Hy normativa y proporciones moderadas de corindón. Esta analogía composicional indicaría que a las facies granitoides leucocráticas se puede llegar tanto por fusión parcial de rocas cuarzofeldespáticas como por procesos de diferenciación avanzada.

3.3.3.2 Cuarzodioritas y tonalitas deformadas

De las rocas intermedias más antiguas existe un análisis de una cuarzodiorita de La Cañada (Tabla 2, nº 9034) y de una tonalita de la zona de El Portacho (nº 9158). Ambas rocas son bastante diferentes entre sí. La cuarzodiorita es un tipo ligeramente sobresaturado pobre en potasio y más básico que la tonalita. Esta última en realidad se comporta como un tipo granitoide sobresaturado en sílice, con contenido en ortosa normativa elevado. Ambos son metaaluminicos lo cual les diferencia del resto de los granitoides caracterizados por exceso en aluminio.

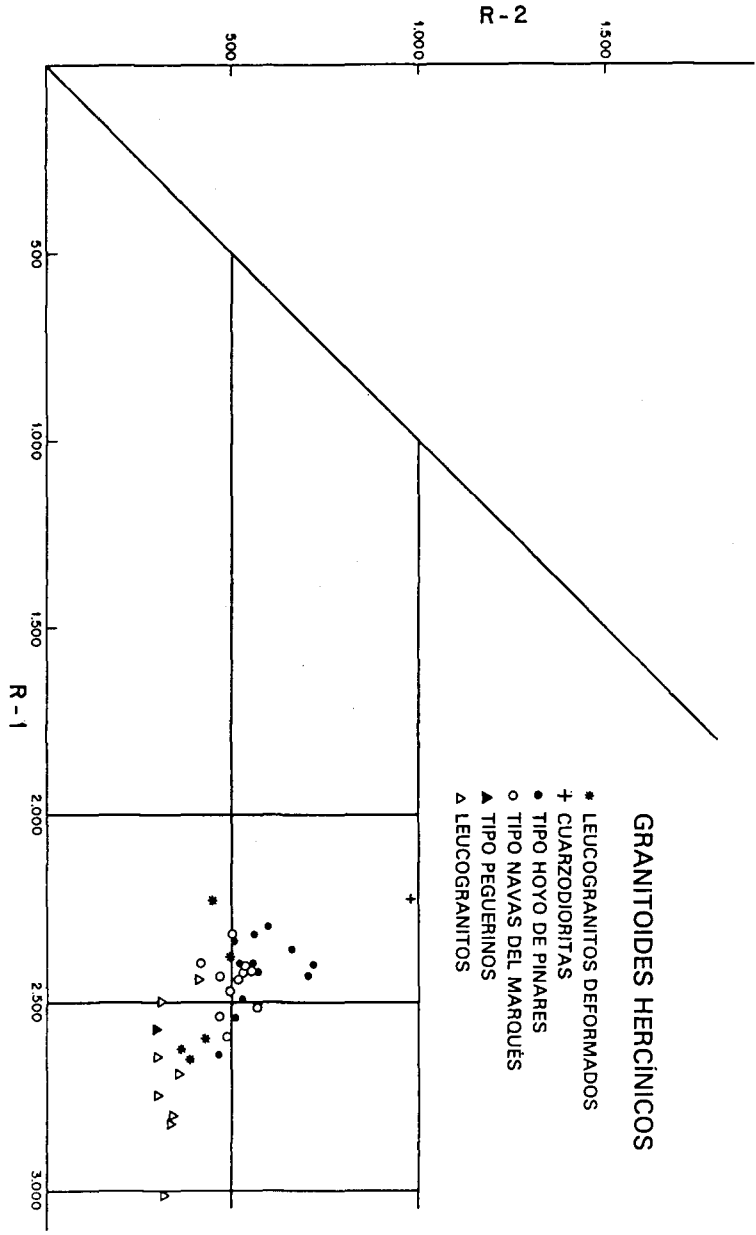
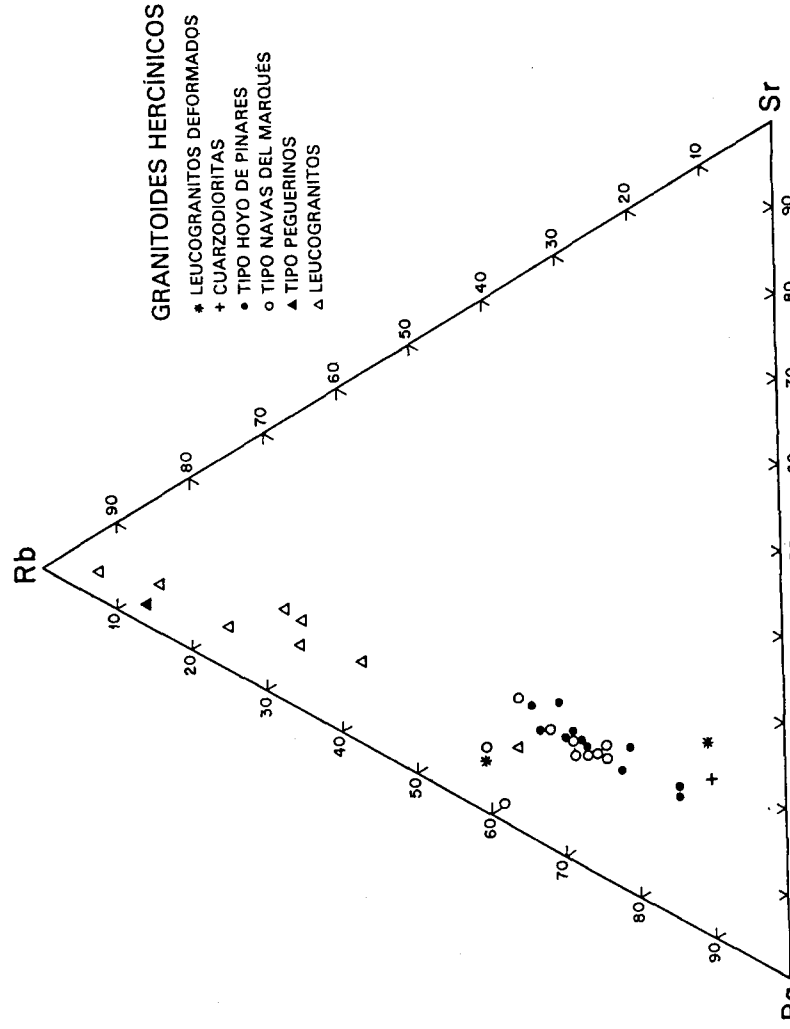
3.3.3.3 Adamellititas tipo Hoyo de Pinares

En la Tabla 3 están incluidos todos los análisis de este grupo petrográfico que tiene bastantes analogías con las rocas de este tipo, denominadas tipo El Espinar en la Hoja de este nombre y tipo Alpedrete en la Hoja de Cercedilla.

Los cuatro primeros análisis de la Tabla corresponden a adamellititas en las que en el terreno se observan orientaciones tectónicas de fase 4, los restantes son de roca no deformada. No existen diferencias significativas entre ambas variedades desde el punto de vista geoquímico.

Como ocurre en las rocas de este grupo en las Hojas próximas, las adamellititas con algo de cordierita (y en esta Hoja porfidicas) tienen escasa variación composicional: contenido en Q entre el 25 y el 30%, relaciones Or/Ab en general algo inferiores a la unidad y carácter peraluminico moderado, variable con la proporción de cordierita en la roca analizada. En el diagrama R1-R2 (Fig.4) las adamellititas tipo Hoyo de Pinares quedan bastante agrupadas en torno a la intersección entre el valor R1 de 2400 y el valor R2 de 500, aproximadamente. En el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 5) todas las rocas se proyectan en el campo de los granitoides no muy diferenciados con un valor relativo constante de Sr del 15%. En contenido de Rb aumenta en el sentido de una posible diferenciación fraccionada hacia tipos ligeramente leucocráticos.

Fig. 5 Diagrama triangular Rb, Sr, Ba para los granitoides hercínicos

Fig. 4 Diagrama R_1 - R_2 de LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para los granitoides hercínicos

3.3.3.4 Adamellitas tipo Navas del Marqués

Las rocas de este grupo (Tabla 4 hasta el n° 9683 inclusive) presentan como el tipo anterior una variabilidad geoquímica reducida. Son ligeramente más silíceas que el tipo Hoyo de Pinares y tienen también una relación Or/Ab en general menor que 1. Se diferencian de estas últimas por su menor contenido en corindón normativo, aunque todas ellas llegan a ser metaaluminicas. En los diagramas (Fig. 4 y 5) los campos de situación de las adamellitas tipo Navas se superponen al de las adamellitas tipo Hoyo de Pinares, aunque en niveles algo más diferenciados.

Dos de los enclaves analizados (n° 9026 y 9024) corresponden a tipos tonalíticos-cuarzo dioríticos. No obstante su mayor contenido en calcio, estos enclaves son rocas más peraluminicas que las adamellitas encajantes.

Un análisis de una adamellita con cordierita del tipo Ciudad Ducal (Tabla 4, n° 9967) se asemeja bastante a las adamellitas antes descritas, aunque con proporciones relativamente bajas de Na. Por otra parte también tienen analogías con las adamellitas tipo Hoyo de Pinares.

3.3.3.5 Leucogranitos

Las facies más tardías de los granitoides de la Hoja, como en general en todo el Sistema Central, son siempre muy silíceas, con relaciones Or/Ab bastante variables y contenidos en alumina libre bajos (2%).

El análisis 9001 (Tabla 5) correspondiente al tipo Peguerinos no es químicamente muy diferente de los leucogranitos asociados a la facies de adamellitas tipo Navas o al asociado a las adamellitas de tipo Hoyo (n° 9079). Tampoco existen diferencias significativas entre estos dos últimos tipos de leucogranitos.

En los diagramas utilizados (Fig. 4 y 5), todos los leucogranitos se proyectan en los sectores correspondientes a las zonas donde se sitúan los granitoides con diferenciación o evolución extrema, con una cierta continuidad con las tendencias señaladas por los granitoides menos evolucionados descritos anteriormente.

3.3.3.6 Consideraciones Generales sobre la Variabilidad de las Series Ígneas Granitoides

Dentro de la Hoja de Navas del Marqués se manifiestan las tendencias ya puestas de manifiesto en otras Hojas de la Sierra de Guadarrama.

Los granitoides, tanto los correspondientes al ciclo prehercínico como los del ciclo hercínico, tardi o post-orogénicos, forman series que corresponden a rocas de este carácter formadas por magmas generados en ambiente compresivo, repitiéndose a grandes rasgos una evolución dentro de cada ciclo en el sentido de la generación de magmas más “diferenciados” a medida que avanza el tiempo. Los datos existentes indican que dentro de cada grupo establecido se produce una diferenciación moderada, lo cual no quiere decir que todos los grupos estén ligados entre sí por un proceso único de diferenciación progresivo. Para establecer

TABLA I

	1	9029	9031	2	3	4	9033	9030	9156	9155	5
SiO ₂	56.20	57.90	59.15	59.20	61.80	62.45	69.00	69.30	71.45	71.63	71.70
Al ₂ O ₃	20.54	19.41	20.18	19.50	17.53	18.12	15.34	15.33	13.01	14.37	13.00
Fe ₂ O ₃	1.53	1.17	1.05	1.13	1.02	1.00	.63	.60	.55	.41	.39
FeO	7.64	5.83	5.27	5.64	5.08	5.01	3.13	3.02	2.75	2.06	1.94
MgO	3.26	3.10	2.50	2.44	2.13	1.92	1.40	1.50	.61	.40	2.85
CaO	.85	1.53	.56	1.70	1.97	1.97	1.25	.83	1.06	.94	1.41
Na ₂ O	1.08	2.70	3.18	1.29	2.48	2.00	3.00	2.46	2.43	2.32	2.85
K ₂ O	3.41	4.68	5.68	3.13	3.52	2.70	4.00	3.86	5.42	6.28	4.86
MnO	.03	.05	.06	.12	.08	.10	.05	.03	.05	.03	.07
TiO ₂	1.25	.96	.50	.91	.90	.79	.58	.48	.45	.35	.24
P ₂ O ₅	.02	.09	.07	.10	.24	.19	.15	.13	—	—	.10
H ₂ O	3.88	2.50	3.33	4.29	2.76	3.59	1.35	2.24	.54	.51	.60
Q	25.34	12.88	10.50	29.01	23.93	30.63	29.91	34.60	31.59	30.16	28.18
OR	20.15	27.66	33.57	18.50	20.80	15.96	23.64	22.81	32.03	37.11	28.72
AB	9.14	22.85	26.91	10.92	20.99	16.92	25.39	20.82	20.56	19.63	24.12
AN	4.09	7.00	2.32	7.78	8.21	8.53	5.22	3.27	5.26	4.66	6.34
HY	18.88	15.97	14.32	14.22	12.45	12.04	7.85	8.05	5.46	3.92	10.07
MT	2.22	1.70	1.52	1.64	1.48	1.45	.91	.87	.80	.59	.57
IL	2.37	1.82	.95	1.73	1.71	1.50	1.10	.91	.85	.66	.46
AP	.05	.21	.16	.23	.56	.44	.35	.30	—	—	.23
C	13.57	7.34	7.95	11.14	6.63	8.78	4.16	5.91	1.22	2.05	.73
Rb	—	—	—	—	143	99	—	—	240	240	—
Sr	—	—	—	—	36	51	—	—	80	60	—
Ba	—	—	—	—	577	824	—	—	380	220	—

Paraneises: 1, 9029, 3031, 2. Neises glandulares férmicos: 3, 4. Ortoneises glandulares: 9033, 9030, 9156, 9155, 5.

396	303	433	444	244	475	—	266	644	066	086	Ca
521	110	101	901	113	321	—	501	231	701	161	Js
212	230	236	502	213	502	—	202	491	160	160	Rb
992	337	282	202	561	051	611	242	321	221	911	C
067	—	187	097	677	437	527	637	037	—	—	Al
996	767	387	367	167	121	367	897	787	181	621	Th
557	627	497	077	477	887	487	727	367	667	667	LM
484	502	596	595	185	319	087	899	585	627	908	Al
319	898	427	659	858	9011	4031	238	426	8851	8751	NH
7972	1962	2892	9662	2869	6352	3292	8262	9992	3152	6123	BA
0672	2630	9272	3172	1452	8792	3882	9722	0722	9122	3272	RO
3113	2762	4130	482	2659	6425	9542	0922	6572	4025	6342	Q
387	757	387	887	157	897	487	297	297	727	457	O ² H
037	—	537	927	127	917	117	417	317	—	—	S ⁵ O ² P
537	007	147	647	847	657	647	937	947	297	897	Z ² OH
507	507	907	907	907	407	417	907	907	907	907	OH ² W
814	544	614	654	034	844	404	083	184	523	014	O ² K
423	543	413	513	633	003	103	943	513	462	472	O ² Na
391	181	261	491	861	442	822	061	402	213	813	Ca
887	187	997	467	167	927	401	431	467	431	931	OH ² M
881	412	232	042	352	403	162	622	642	123	043	O ² Fe
387	377	947	847	157	197	857	947	057	497	897	F ² O ² Al
1841	1541	8941	8541	8251	4351	5451	4251	3841	4851	6851	F ² O ² Al
2314	2014	4270	6469	6369	3679	5279	8369	2689	8379	6699	2 ² OIS
2206	4196	3206	1206	6106	0206	2306	0106	6006	8136	6316	

III TABLA

TABLA II

SiO ₂	9119	6	7	9105	8	9166	9	9028	9036	9027	9034	9158
Al ₂ O ₃	72.65	73.00	74.00	75.60	75.70	69.93	70.30	73.10	74.00	74.65	52.60	61.79
Fe ₂ O ₃	13.35	13.58	12.92	13.62	13.00	15.45	15.32	14.40	13.50	12.62	17.97	16.96
FeO	.23	.38	.30	.28	.16	.26	.36	.27	.32	.27	1.30	.90
MgO	1.16	1.89	1.50	1.38	.82	1.31	1.78	1.33	1.59	1.34	6.52	4.52
CaO	.37	.51	.30	.40	.41	.38	.80	.80	.70	.71	5.04	1.59
Na ₂ O	.43	.84	.57	.71	.57	1.22	1.68	.98	.84	.84	8.69	5.32
K ₂ O	2.22	2.70	2.00	2.72	3.28	3.07	3.45	3.03	2.92	3.13	2.51	2.72
MnO	7.00	5.30	5.88	4.02	5.29	5.53	4.32	4.88	5.05	5.06	1.28	3.18
TiO ₂	.02	.03	.03	.02	.07	.02	.02	.02	.02	.03	.13	.09
P ₂ O ₅	.17	.20	.14	.16	.03	.17	.24	.26	.30	.27	1.65	.99
H ₂ O	—	.13	.16	—	.08	—	.12	.09	.11	.09	.66	—
Q	.36	1.42	1.76	.77	.43	.74	1.65	.60	.53	.50	1.28	1.32
OR	30.70	33.50	37.58	41.33	34.10	26.84	28.05	32.93	34.15	33.63	6.03	17.62
AB	41.37	31.32	34.75	23.76	31.26	32.68	25.53	28.84	29.84	29.90	7.56	18.79
AN	18.79	22.85	16.92	23.02	27.76	25.98	29.19	25.64	24.71	26.49	21.24	23.02
DI	2.13	3.32	1.78	3.52	2.31	6.05	7.55	4.27	3.45	3.58	33.99	24.68
HY	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.93	1.44
MT	2.62	4.15	3.08	3.07	2.48	2.89	4.60	3.82	3.94	3.62	19.04	9.32
IL	.33	.55	.43	.41	.23	.38	.52	.39	.46	.39	1.88	1.30
AP	.32	.38	.27	.30	.06	.32	.46	.49	.57	.51	3.13	1.88
C	—	.30	.37	—	.19	—	.28	.21	.25	.21	1.53	—
Rb	1.34	2.19	2.61	3.50	1.03	2.20	2.20	2.57	1.97	.68	—	—
Sr	250	170	234	190	—	150	197	—	—	—	—	120
Ba	80	31	27	60	—	320	30	—	—	—	—	220
	160	458	191	120	—	950	254	—	—	—	—	830

Leucocrinites: 9119, 6, 7 9105, 8, Leucocrinites deformados: 9166, 9, 9028, 9036, 9027, Cuarzodioritas y tonalitas deformadas: 9034, 9158.

TABLA IV

	9017	9015	9006	9012	9025	9008	9011
SiO ₂	70.64	70.78	70.80	71.16	71.27	71.53	71.55
Al ₂ O ₃	14.83	14.34	14.80	14.48	13.79	14.53	14.40
Fe ₂ O ₃	.50	.47	.49	.46	.39	.43	.44
FeO	2.48	2.35	2.44	2.30	1.94	2.17	2.19
MgO	.83	.82	.56	.77	.66	.60	.73
CaO	2.21	1.99	2.25	1.98	1.56	1.83	1.91
Na ₂ O	3.41	3.22	3.44	3.40	3.32	3.51	3.35
K ₂ O	3.81	4.54	4.19	4.38	4.54	4.58	4.53
MnO	.06	.06	.07	.07	.06	.05	.06
TiO ₂	.44	.48	.44	.36	.32	.37	.32
P ₂ O ₅	.09	.08	.09	.09	.07	.06	.11
H ₂ O	.32	.39	.54	.74	.56	.54	.63
Q	28.90	27.93	27.77	27.94	29.17	27.52	28.38
OR	22.52	26.83	24.76	25.88	26.83	27.07	26.77
AB	28.86	27.25	29.11	28.77	28.09	29.70	28.35
AN	10.38	9.35	10.58	9.24	7.28	8.69	8.76
DI	—	—	—	—	—	—	—
HY	5.59	5.29	4.87	5.30	4.47	4.61	5.06
MT	.72	.68	.71	.67	.57	.62	.64
IL	.84	.91	.84	.68	.61	.70	.61
AP	.21	.19	.21	.21	.16	.14	.25
C	1.29	.70	.73	.76	.75	.61	.78
Rb	193	190	176	182	239	163	204
Sr	101	108	111	91	86	81	91
Ba	434	472	434	401	350	321	428

Adamellitas Tipo Navas del Marqués: 9017, 9015, 9006, 9012, 9025, 9008, 9011.

TABLA IV (continuación)

	10	9035	9002	9683	9026	9024	9967
SiO ₂	71.80	72.30	72.32	73.15	64.84	67.41	72.38
Al ₂ O ₃	14.13	13.92	14.01	13.31	15.89	15.65	14.01
Fe ₂ O ₃	.33	.41	.32	.35	.72	.62	.39
FeO	1.67	2.04	1.62	1.75	3.62	3.12	1.97
MgO	.71	.80	.56	.58	1.13	.89	.78
CaO	1.68	1.66	1.11	1.68	2.09	2.69	1.48
Na ₂ O	3.56	3.10	3.38	3.37	4.20	4.21	2.78
K ₂ O	4.24	4.40	4.96	4.57	3.62	2.77	4.80
MnO	.04	.04	.05	.05	.09	.08	.05
TiO ₂	.29	.37	.25	.30	.69	.65	.36
P ₂ O ₅	.10	.07	.04	—	.18	.14	—
H ₂ O	1.96	.78	.93	.70	1.39	.57	.79
Q	29.40	31.57	29.49	30.58	18.58	23.67	32.23
OR	25.06	26.00	29.31	27.01	21.39	16.37	28.37
AB	30.13	26.23	28.60	28.52	35.54	35.63	23.52
AN	7.68	7.78	5.25	7.69	9.19	12.43	7.34
DI	—	—	—	.54	—	—	—
HY	4.16	4.86	3.79	3.69	7.89	6.51	4.74
MT	.48	.59	.46	.51	1.04	.90	.57
IL	.55	.70	.47	.57	1.31	1.23	.68
AP	.23	.16	.09	—	.42	.32	—
C	.87	1.21	1.16	—	1.69	1.17	1.55
Rb	230	—	213	190	211	211	230
Sr	89	—	12	80	85	100	90
Ba	314	—	331	320	297	296	370

Adamellitas Tipo Navas del Marqués: 10, 9035, 9002, 9683.
 Enclaves en el tipo anterior. Adamellitas Tipo Ciudad Ducal: 9967.
 Enclaves de tipo tonalítico-cuarzo diorítico: 9026, 9024.

TABLA VI

	9722	9558	9958	9004	9016	9526	9969	9232
SiO ₂	60.92	70.48	70.87	70.87	72.25	73.36	73.75	73.80
Al ₂ O ₃	15.90	14.34	14.41	14.43	14.00	13.87	13.84	14.33
Fe ₂ O ₃	.93	.49	.40	.50	.38	.26	.24	.23
FeO	4.64	2.43	2.02	2.49	1.91	1.30	1.20	1.13
MgO	3.30	.75	.76	.71	.42	.40	.42	.48
CaO	4.28	2.07	1.67	2.09	1.56	.75	.43	.39
Na ₂ O	2.64	3.03	3.56	3.41	3.41	3.14	3.10	2.74
K ₂ O	3.10	4.63	4.54	4.38	4.57	5.27	5.44	5.47
MnO	.08	.05	.05	.06	.05	.03	.03	.03
TiO ₂	1.02	.38	.37	.40	.29	.28	.22	.21
P ₂ O ₅	—	—	—	.40	.07	—	—	—
H ₂ O	2.67	1.12	1.12	.67	.79	1.20	1.20	1.15
Q	16.78	27.98	26.77	28.22	29.87	31.92	32.58	34.65
OR	18.32	27.36	26.83	25.88	27.01	31.14	32.15	32.33
AB	22.34	25.64	30.13	28.86	28.86	26.57	26.23	23.19
AN	21.23	10.27	8.29	7.76	7.28	3.72	2.13	1.93
HY	14.43	5.39	4.75	5.38	3.85	2.76	2.74	2.79
MT	1.35	.71	.58	.72	.55	.38	.35	.33
IL	1.94	.72	.70	.76	.55	.53	.42	.40
AP	—	—	—	.93	.16	—	—	—
C	.42	.58	.60	1.24	.78	1.64	2.07	3.19
Rb	130	20	220	192	213	270	260	270
Sr	230	100	100	94	78	80	60	50
Ba	630	520	480	457	351	390	370	340

Rocas Filonianas.

Microdiorita: 9722.

Pórfidos graníticos-granodioríticos: 9558, 9958, 9004, 9016.

Aplitas: 9626, 9969, 9232.

TABLA V

	9001	9013	9014	9968	9005	9291	9281	9079	9007
SiO ₂	75.87	73.26	75.17	75.75	75.98	76.49	76.53	76.87	77.26
Al ₂ O ₃	13.06	13.88	12.80	12.90	12.78	12.82	13.28	13.02	12.38
Fe ₂ O ₃	.16	.29	.11	.21	.11	.19	.56	.61	.13
FeO	.79	1.44	.56	1.05	.56	.94	.18	.22	.03
MgO	.03	.32	.03	.22	—	.13	.57	.56	.48
CaO	.38	1.20	.53	.94	.43	.80	.18	.22	.03
Na ₂ O	3.82	3.32	3.14	3.53	3.65	3.01	3.06	2.79	3.31
K ₂ O	4.70	5.14	5.86	4.54	4.67	4.99	5.04	5.09	5.12
MnO	.06	.05	.03	.06	.04	.04	.03	.03	.04
TiO ₂	.04	.24	.06	.12	.06	.17	.10	.11	.06
P ₂ O ₅	.01	.06	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	.58	.55	.35	.57	.63	.31	.36	.39	.36
Q	34.21	30.44	32.89	34.74	35.54	37.35	37.57	39.22	36.84
OR	27.78	30.38	34.63	26.83	27.60	29.49	29.79	30.08	30.26
AB	32.33	28.09	26.57	29.87	30.89	25.47	25.89	23.61	28.01
AN	1.82	5.56	2.63	4.66	2.13	3.97	2.83	2.78	2.38
HY	1.44	2.90	.97	2.22	.91	1.69	1.28	1.44	1.17
MT	.23	.42	.16	.30	.16	.28	.16	.17	.19
IL	.08	.46	.11	.23	.11	.32	.19	.21	.11
AP	.02	.14	—	—	—	—	—	—	—
C	1.02	.82	.33	.47	.94	1.01	1.75	1.90	.52
Rb	328	219	237	270	288	300	190	190	248
Sr	10	60	39	30	10	20	30	30	17
Ba	40	327	136	110	13	80	70	60	28

Leucogranito tipo Peguerinos: 9001.

Leucogranitos: 9013, 9014, 9968, 9005, 9291, 9281, 9079, 9007.

esto se requieren datos geoquímicos adicionales, especialmente de carácter isotópico.

En cuanto a sus condiciones de fusión y cristalización la presencia sistemática de ilmenita en las rocas graníticas indica unos índices de oxidación moderados. El contenido en manganeso de la ilmenita se incrementa en los tipos diferenciados, llegando a tener un valor del 14,8% en los leucogranitos de grano grueso.

3.4 GEOCRONOLOGÍA

Los únicos datos existentes sobre los materiales de origen ígneo en esta Hoja son los publicados por VIALETTE *et al.* (1987) de los ortoneises de la zona de Abantos (Dominio de El Escorial). Para los neises estos autores han obtenido una isocrona a base de siete muestras que corresponde a una edad de 474 ± 13 m.a. con una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de $0,7069 \pm 0,0028$ que es compatible con un origen de los magmas predecesores de estos neises por fusión de materiales corticales no muy evolucionados.

4 TECTÓNICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Hercínica. La primera afecta a la mayor parte de los materiales y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques y a la adaptación a éstos, ya sea mediante pliegues o fallas, de los sedimentos mesozoicos, terciarios e, incluso a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central, durante el Neógeno, el cual constituye un gran "horst". Muchas de las fallas que limitan a este "horst", han funcionado en régimen inverso.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos, que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la existencia de deformaciones anteriores. Solamente en el afloramiento de Ojos Albos (en la vecina Hoja de El Espinar) se ha podido observar una discordancia angular entre los materiales ordovícicos y los infrayacentes (Capas del Mediana). Esta discordancia es debida a los movimientos sárdicos, los cuáles han sido ampliamente reconocidos en la Zona Centro Ibérica. En ningún caso se han observado estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

4.1 OROGENIA HERCÍNICA

Los materiales precámbricos y paleozoicos se pueden separar en dos grupos principales: el primero constituido por rocas graníticas en su mayor parte de edad Carbonífera y afectadas exclusivamente por las últimas etapas de la deformación hercínica y el segundo, formado por el resto de los materiales, los cuáles han sido

afectados por todas las fases de deformación hercínica. La naturaleza de estos últimos es orto y paraderivada.

Los materiales del segundo grupo constituyen dos afloramientos importantes dentro de la Hoja. El afloramiento de El Escorial que ocupa la mayor parte de su tercio oriental y el afloramiento de La Cañada en la parte occidental de la misma.

Se han reconocido en la región la existencia de cinco fases de deformación además de las de fracturación posteriores. Las dos primeras dan lugar al desarrollo de una esquistosidad penetrativa, que constituye la foliación principal de las rocas de los afloramientos de La Cañada y El Escorial. La tercera también genera esquistosidad, a veces importante, aunque con un carácter mucho más restringido. Las dos últimas repliegan suavemente a las estructuras anteriores, dando lugar sólo ocasionalmente a una crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente con las últimas fases tiene comienzo, probablemente, la fracturación tardihercínica.

4.1.1 Primera fase de deformación (D1)

No han podido ser reconocidas estructuras mayores debidas a esta fase de deformación. Exclusivamente, en base a la polaridad de la secuencia estratigráfica, puede aventurarse a veces la presencia de pliegues tumbados de gran dimensión.

La esquistosidad debida a esta fase, muchas veces, es difícil de reconocer, dado el intenso desarrollo de la de segunda fase, que se superpone a ella, obliterándola.

A escala microscópica puede identificarse como inclusiones orientadas en algunos granates.

4.1.2 Segunda fase de deformación (D2)

Las estructuras mayores debidas a la segunda fase de deformación se han generado en un régimen de cizallamiento dúctil heterogéneo, dando lugar al desarrollo de zonas de cizalla subhorizontales y de cabalgamientos.

En el afloramiento de El Escorial se observan tres cabalgamientos importantes. El más meridional superpone un cuerpo de ortoneises glandulares a otro cuerpo de ortoneises glandulares, en cuya base se encuentra una delgada lámina metasedimentaria con mármoles. Este segundo conjunto cabalga sobre otro constituido por ortoneises con glándulas homométricas, metasedimentos, calizas y ortoneises glandulares, fundamentalmente. El tercer cabalgamiento, el más septentrional, superpone el conjunto anterior sobre calizas y metasedimentos que descansan sobre ortoneises glandulares, frecuentemente intruidos por rocas graníticas.

En relación con esta fase se genera una fábrica plano-lineal, que es subparalela a los contactos litológicos, y que a veces posee carácter milonítico. Esto último es en las proximidades de los cabalgamientos.

Esta fábrica planolinear es una "schistosity" que rodea, en los ortoneises glandulares, a los fenocristales de feldespato, generando sombras de presión asimétricas que indican el sentido de movimiento de la cizalla.

Sobre esta foliación se observa frecuentemente una lineación de orientación mineral, que tiene una dirección comprendida entre N170°E y N50°E en el afloramiento de El Escorial y entre N135°E y N170°E en el afloramiento de La Cañada. El sentido de movimiento que se deduce a partir de las sombras de presión asimétricas de los fenocristales de feldespato y de las estructuras s-c, indican que es hacia el N-NE. En los neises glandulares la lineación suele estar definida por el alineamiento de agregados micáceos orientados o por haces de fibras de sillimanita. En los materiales metasedimentarios de alto y medio grado se encuentra principalmente definida por orientaciones micáceas, y ocasionalmente también por la sillimanita mientras que en los metasedimentos de grado metamórfico más bajo, la lineación mineral más ostensible está definida por la orientación de biotita exclusivamente.

Otras estructuras generadas durante esta fase de deformación, son pliegues intrafoliares e isoclinales o con geometría próxima a la clase 2 de RAMSAY (1967), y cuya línea de charnela es subparalela a la lineación de orientación mineral.

4.1.3 Tercera fase de deformación (D3)

Esta fase de deformación da lugar a pliegues de dirección aproximada N150°E y superficie axial buzando al NE desde muy suavemente hasta 50°. La posición original de estas superficies axiales es difícil de establecer con precisión, debido a la existencia de fases posteriores que la pliegan. No obstante, si se reconstruyen los pliegues posteriores, el buzamiento medio de la superficie axial se coloca buzando al NE unos 20°.

Estos pliegues junto con los de las fases posteriores D4 y D5, que se describen a continuación, son los responsables de las formas cartográficas principales.

En el afloramiento de El Escorial se deduce un pliegue mayor asociado a esta fase, a partir de la simetría de los pliegues menores. La morfología de este pliegue puede observarse en el corte I-I' de la Hoja. Se aprecia que son pliegues angulares, con ángulo entre flancos entre 20° y 40° y cuyo sentido de rotación indica una vergencia al SO.

En el afloramiento de La Cañada, también la geometría de los micropliegues permite deducir que los ortoneises glandulares ocupan el núcleo de una antifoma de esta fase con vergencia al O. y posteriormente plegada por la cuarta fase.

Los pliegues menores generados en esta fase, son muy abundantes, lo cual, como se ha apuntado anteriormente, permite establecer la geometría de las estructuras mayores. Son pliegues, por lo general, asimétricos y con morfología de la clase 1C de RAMSAY (1967) en las capas competentes, que nunca tienen un engrosamiento importante de charnela. Sus ejes buzando tanto al NO. como al SE., como consecuencia del replegamiento asociado a las fases posteriores.

Estos pliegues que afectan a la foliación principal (S_1 , ó $S_1 + S_2$) a veces llevan asociada una esquistosidad de crenulación de plano axial. Cuando se observa

esta esquistosidad, varía entre una esquistosidad de crenulación grosera y un bandeo tectónico.

La dirección de la lineación de crenulación y de los ejes de los micropliegues es aproximadamente N150°E, dirección que coincide con la de la orientación mineral de una posible blastesis de metamorfismo de contacto en el afloramiento de La Cañada.

4.1.4 Cuarta fase de deformación (D4)

Esta etapa de deformación repliega suavemente a las estructuras anteriores. Son pliegues abiertos de plano axial subvertical y de dirección N-S aproximadamente.

Su interferencia con los pliegues de tercera fase en el afloramiento de El Escorial podría ser la responsable de la actual forma cartográfica del mismo en la región de Sta. María de La Alameda. El modelo de interferencia corresponde a una forma transicional entre las de tipo 1 y 2 de RAMSAY (1967) (50°, 20°), sin embargo, muy probablemente también es responsable de esta estructura el replegamiento E-O, asociado a la D5, que se describe a continuación.

En relación con esta fase, probablemente se encuentran bandas de cizalla como la que pasa junto al Km.5 del camino entre San Bartolomé de Pinares y La Cañada en el afloramiento de La Cañada. En este punto la banda de cizalla afecta a los esquistos y a unos lentejones de pegmatitas y leucogranitos inyectados en ellos. Estos lentejones leucograníticos, cortan en detalle la esquistosidad de los metasedimentos y sobre ellos se define un sistema de planos de cizalla subverticales con direcciones comprendidas entre N35°-40°E. El sentido de la cizalla es dextral y las estrías asociadas son subhorizontales. En los metasedimentos adyacentes se observa localmente una intensa crenulación, coincidiendo los planos axiales de ésta, con planos de esquistosidad asociada a la cizalla. En la prolongación hacia el sur de esta banda, ya en la Hoja de Ávila, en el Km. 2,5 del camino hacia San Bartolomé de Pinares se corta una banda en la que los metasedimentos presentan una intensa foliación milonítica, encontrándose además afectados por la corneanización inducida por los granitos vecinos. En la prolongación hacia el N. de esta banda de cizalla se localiza el afloramiento de dioritas del sur de La Cañada, que están algo afectadas por la deformación, se encuentran un considerable número de pequeños afloramientos de leucogranitos y pegmatitas fuertemente deformados y transformados en leuconeises.

Otra pequeña banda de cizalla dextral, también en el afloramiento de La Cañada, aparece en las inmediaciones de la confluencia del arroyo de Horcajuelo con el arroyo de Las Peñas en la zona sur del borde oriental del afloramiento metamórfico. En esta zona la banda de cizalla afecta a filitas de grano fino y a metasamitas que están también corneanizadas. Localmente la estría presenta una inmersión de 45°S.

Asociada a esta fase de deformación se observa a veces una crenulación o una esquistosidad de crenulación muy grosera. Los pliegues menores son en general angulosos, con ángulos entre flancos generalmente superiores a 90° y sin

engrosamiento de charnela. La dirección de los ejes de los pliegues de esta fase oscila entre N-S y N160°E, siendo subhorizontales o buzando suavemente el N al S según las áreas.

4.1.5 Quinta fase de deformación (D5)

La relación entre esta fase y la anterior en el tiempo no es clara, debido al desarrollo local de ambas. Por tanto, no debe descartarse la posibilidad de una simultaneidad de ambas e incluso un orden temporal invertido al que aquí se supone.

La quinta fase de todos modos está peor representada que la anterior. Origina pliegues de dirección aproximada E-O. Probablemente, como ya se ha dicho, su interferencia con las estructuras de las fases anteriores, da lugar al afloramiento ovoide de Sta. María de La Alameda (parte central del Afloramiento de El Escorial).

4.1.6 Las fallas dúctiles normales

En el afloramiento de Sta. María de La Alameda se localiza un cinturón de zonas de cizalla de una dirección N110°E y buzamiento de 70° a 60° al sur, con movimiento de tipo normal. La deformación asociada es de tipo dúctil con desarrollo de rocas miloníticas. Se encuentran afectados por esta cizalla, tanto gneises glandulares y esquistosos, como los cuerpos granitoides tempranos. La deformación se ha desarrollado en relación con temperaturas todavía elevadas lo que explica, por ejemplo, la importante formación de subgranos, tal como se aprecia en los cuarzos acintados. La proporción de matriz y de porfiroblastos de cuarzo y feldespatos varía fuertemente desde el centro a los bordes de las bandas de cizalla, pero todas las rocas se caracterizan por una marcada foliación milonítica (planos C) con zonas sigmoidales con planos S, y una lineación cuyo pitch es próximo a 90°. El sentido, de movimiento definido por las estructuras S/C, las estructuras asociadas a los porfiroblastos (feldespatos rotados, colas de trituración, etc.) y planos de cizalla normales sintéticos, indican que estas fallas dúctiles son normales.

Un análisis de las medidas de planos y lineaciones de estas fallas por el método de los ejes P/T (Fig. 6) indica que el régimen tectónico responsable de estas fallas es una distensión uniaxial de dirección N10°E.

Esta distensión coincide con la citada por MARTÍN ESCORZA (1981) para la zona de Robledo de Chavela y por DOBLAS *et al.* (1983) para la región de la Sierra de San Vicente. En esta última región se puede ver que dicha tectónica distensiva es previa a una etapa de desgarres con dirección de acortamiento próxima a N100°E.

En la Hoja se localizan planos verticales de tipo crocidítico a lo largo de los cuales ha habido movimiento de desgarre compatible con esta dirección de acortamiento. También en los materiales metamórficos al sur de La Cañada se encuentran cinturones de cizalla dúctil que determinan espectaculares deformaciones sigmoidales en cuerpos de leucogranitos orientados, y planos algo más tardíos de

desgarre dextral con direcciones entre N30°E y N50°E. La distensión de las fallas dúctiles es previa a esta tectónica de desgarres.

Los planos de falla normales son cortados por el granito tardío al oeste del macizo de Santa María de La Alameda, pero es de destacar que el tipo de elipsoide de deformación y su orientación es la misma que la de la primera etapa de fracturación y emplazamiento de diques tardihercinicos (primera fase de la etapa Malagón que se describirá a continuación).

Esto sugiere un régimen distensivo uniaxial según N10° iniciado en tiempos anteriores al granito con deformaciones dúctiles y continuado de manera frágil hasta bastante después. Episódicamente se intercalan etapas de desgarre originadas por ligeros cambios en la forma del tensor de esfuerzos, manteniendo siempre la dirección de estiramiento en N10°E.

El cinturón de fallas determina desde el punto de vista macroestructural, la elevación del sector norte del macizo de Santa María respecto a la zona situada al sur, rompiendo la continuidad de la estructura compresiva herciniana.

4.1.7 Tectónica tardihercinica

Superpuesta a las deformaciones dúctiles hercinianas se encuentra una densa red de fracturación y de diques que se formó en conexión con las etapas tectónicas clásicamente denominadas tardihercinianas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA 1969, ARTHAUD y MATTE 1975, VEGAS 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central (UBANELL 1982, VICENTE *et al.* 1985).

Los movimientos tectónicos del ciclo Alpino reactivaron una parte importante de las fallas tardihercinianas, lo que dificulta su interpretación dinámica. En efecto, cuando se estudia la red de fracturación que afecta a las calizas cretácicas se obtienen prácticamente las mismas direcciones que en el zócalo cristalino: se trata de fallas tardihercinianas reactivadas o no, o de fallas alpinas neoformadas. Por ello el criterio que se ha seguido al abordar la interpretación es considerar únicamente las fallas que controlan diques o filones mineralizados, pues únicamente en estos casos se tiene la seguridad de que la falla no es exclusivamente alpina.

La edad de esta etapa tectónica no se puede precisar en el área de la Hoja. Al considerar el problema a escala del Macizo Hespérico es posible suponer una edad Estefano-Pérmica.

En la Hoja destaca cartográficamente la presencia de una familia de fallas de dirección E-O y de otra familia de fallas de orientación N20°E-N30°E. Algunas fallas N-S y NO-SE completan la red macroscópica de fracturación.

Los diques de pórfido se agrupan principalmente en dos enjambres de dirección general E-O al rellenar fallas de la primera familia mencionada. Los diques de cuarzo, muy abundantes en el borde oeste de la Hoja se orientan según la dirección N20°-N30°E principalmente, aunque algunos van según N70°E. Esta es la misma dirección que llevan los clásicos "Sierros" de la región de Salamanca (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1971).

El análisis de las fallas claramente tardihercinicas ha permitido diferenciar las

grandes etapas tectónicas que en realidad corresponden a dos secuencias de evolución del régimen tectónico regional, más que a eventos concretos. Denominamos a la primera de ellas "Etapa Malagón" por haberse definido por primera vez con claridad en las estaciones de fallas de la Sierra de Malagón. A la segunda etapa la denominamos "Etapa Hiendelaencina" por ser equivalente a una etapa tectónica ya definida en la región oriental del Sistema Central (VICENTE *et al.* 1985).

4.1.7.1 Etapa Malagón

Corresponde a la formación de fallas próximas a E-O a las cuáles se asocian los enjambres de diques de pórfidos (Fig. 7). Dichas fallas se agrupan en dos familias, una de dirección N100°E-N110°E y otra N70°E-N90°E. Los buzamientos de las fallas son altos (alrededor de 80°) y las estrías muestran cabeceos bajos, indicando movimientos de desgarre, dextrales las primeras y sinistralas las segundas. Hay también cabeceos altos, indicando movimientos de tipo normal, no siendo comunes los de valores intermedios.

Los diques de pórfidos, de dirección próxima a E-O se formaron en el comienzo de esta etapa tectónica, durante la distensión inicial. Esta distensión, orientada según N5°-N10° evolucionó posteriormente a una tectónica de desgarres. Bajo este régimen tectónico, los diques de pórfido debieron sufrir desplazamientos como desgarres (Fig. 8, 9, 10).

4.1.7.2 Etapa Hiendelaencina

Durante esta etapa tectónica se formaron fallas entre N20°-N40°E y N75°-N90°E (Fig. 11). En toda la región se encuentran también diques de cuarzo con dichas direcciones.

La primera parte de esta etapa corresponde a la tectónica tardiherciniana clásica, con desgarres frágiles, jugando los de dirección N20°-N30°E como dextrales y los N70°-N90°E como sinistralas. Estas últimas direcciones de fallas se habrían movido anteriormente en la etapa Malagón como dextrales. Posteriormente evolucionaría hacia una distensión (Fig. 12, 13).

La etapa Hiendelaencina es claramente posterior a la de Malagón, pues los diques de cuarzo cortan siempre a los diques de pórfido. La distensión radial final posiblemente corresponde a la tectónica distensiva Pérmica inmediatamente previa al inicio de las cuencas del ciclo Mesozoico.

4.2 TECTÓNICA ALPINA

En el ciclo alpino la región fue afectada por la tectónica de bloques que levantó el Sistema Central como consecuencia de las compresiones transmitidas al interior de la Península desde los márgenes activos pirenaicos y béticos.

No existen en la Hoja sedimentos mesozoicos o cenozoicos que permitan realizar un estudio de la evolución alpina. Únicamente el análisis de las fallas que, aunque originadas en el período tardihercinico, fueron reactivadas durante el ciclo alpino, permite obtener algún dato sobre esta tectónica. Los datos de análisis de fallas en esta Hoja han sido interpretados junto con los de áreas limítrofes mediante los mismos procedimientos que se han utilizado en el estudio de la tectónica tardiherciniana.

Dicho análisis permite deducir la existencia de tres etapas tectónicas iniciadas como compresiones y que coinciden con las que se han señalado en áreas propiamente alpinas del interior de la Península, como es la Cordillera Ibérica (CAPO-TE *et al.* 1982).

4.2.1 Etapa Ibérica

Corresponde a la compresión mayor que estructuró la Cordillera Ibérica. Fallas de direcciones N10°-N30°E y N60°-N100°E se pueden asociar a esta etapa. El régimen tectónico es en forma de compresión según N50°-N65°E en el campo de los desgarres puros y en el de los desgarres normales. Se encuentra además una distensión cercana a radial con la misma orientación de ejes. Probablemente, la distensión siguió a la compresión, siendo ésta la responsable de la estructuración de la alineación de fosas que desde la del Alberche en Ávila, y pasando por la de Campo de Azálvaro afectan a este sector del Sistema Central según un acentuado movimiento en el sentido del buzamiento y escasa componente en dirección.

En el borde norte de la depresión del Campo de Azálvaro (en la vecina Hoja de El Espinar), el Cretácico-Paleógeno se encuentra afectado por pliegues de dirección ONO-ESE que suponemos relacionados con los momentos iniciales compresivos de esta etapa.

Respecto a la edad sólo se puede suponer como anterior a la "fase arcósica" de relleno de las fosas terciarias y por lo tanto como probablemente Intraoligocena.

4.2.2 Etapa N-S

Se asocia al desarrollo de desgarres de direcciones N20°-N50°E y N140°-N175°E. Según las estaciones, el análisis arroja una compresión iniciada en el campo de desgarres puros con dirección de acortamiento horizontal oscilando entre N15° y N175°E. También se aprecian movimientos de fallas con alguna componente de tipo normal.

4.2.3 Etapa Guadarrama

Se trata de la etapa tectónica alpina mejor representada en el área. Corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras

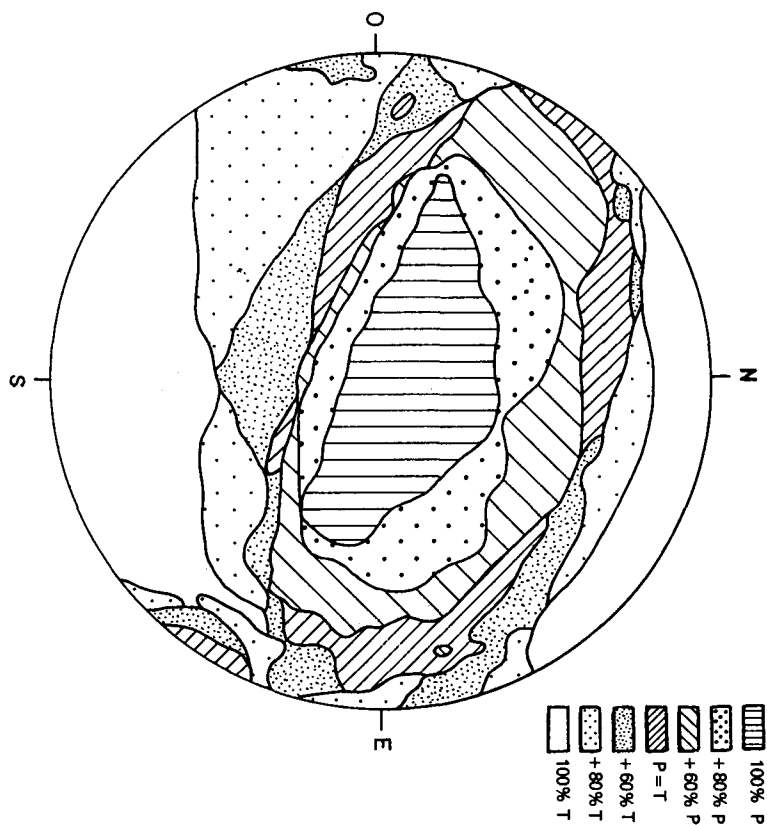


Fig. 6 Diagrama de ejes de compresión (P) y tensión (T) obtenido a partir de las fallas dúctiles normales al sur de Santa María de la Alameda. Los ejes de acortamiento quedan alrededor de la vertical mientras se aprecia extensión según ejes alrededor de N10, indicando una distensión uniaxial según esta última dirección

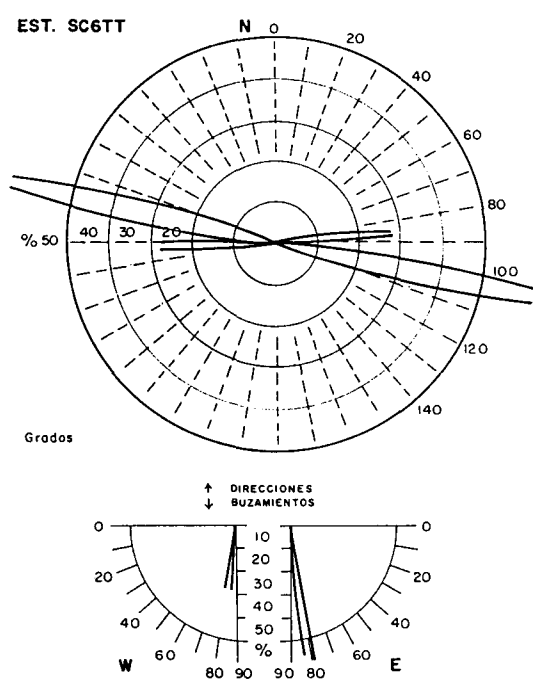
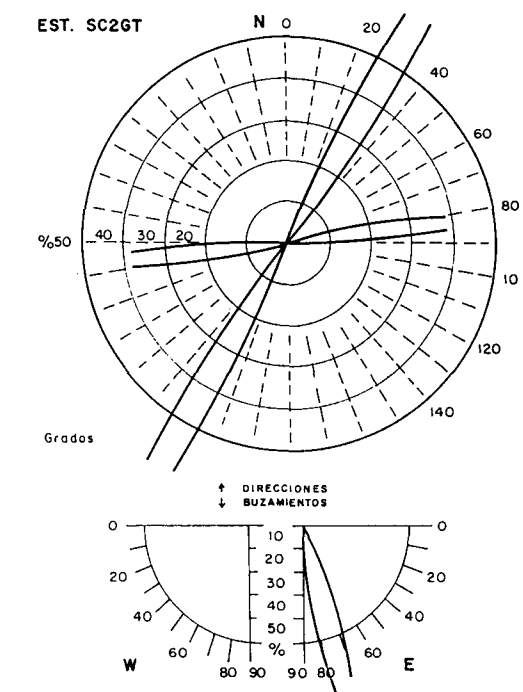


Fig. 7 Diagramas de frecuencias (direcciones y buzamientos) de las fallas asociadas a la Etapa Malagónn (A) de la fracturación tardihercínica y a la etapa Hiendelaencina (B). Datos tomados en estaciones repartidas en las Hojas de Las Navas, El Espinar y Cercedilla

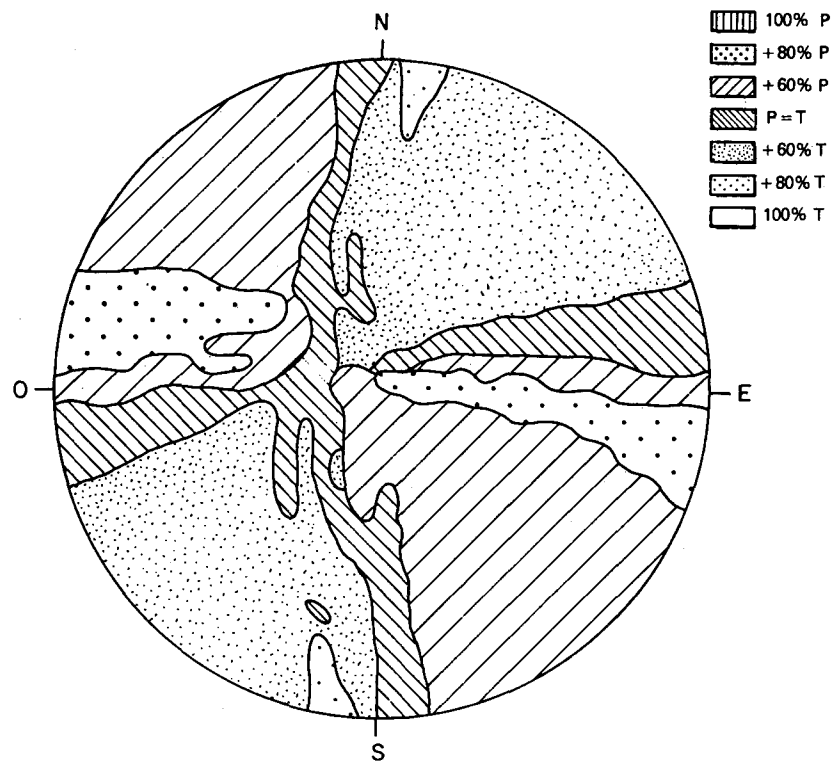


Fig. 8 Diagrama de ejes P (compresión) y T (tensión) obtenidos con los datos de la Etapa Malagón. Paso de una distensión a una tectónica de desgarres

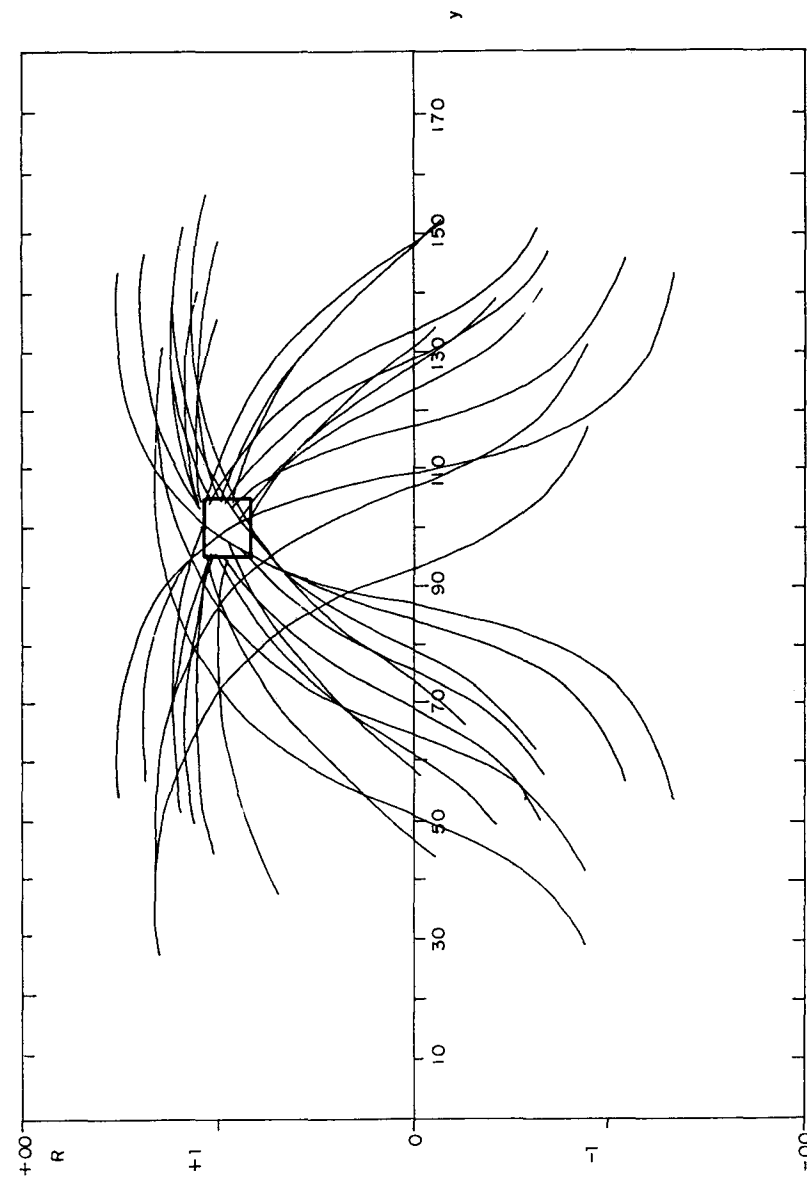


Fig. 9 Diagrama y/R de la Etapa Malagón. Indica una tectónica de desgarres normales muy cercana a extensión uniaxial

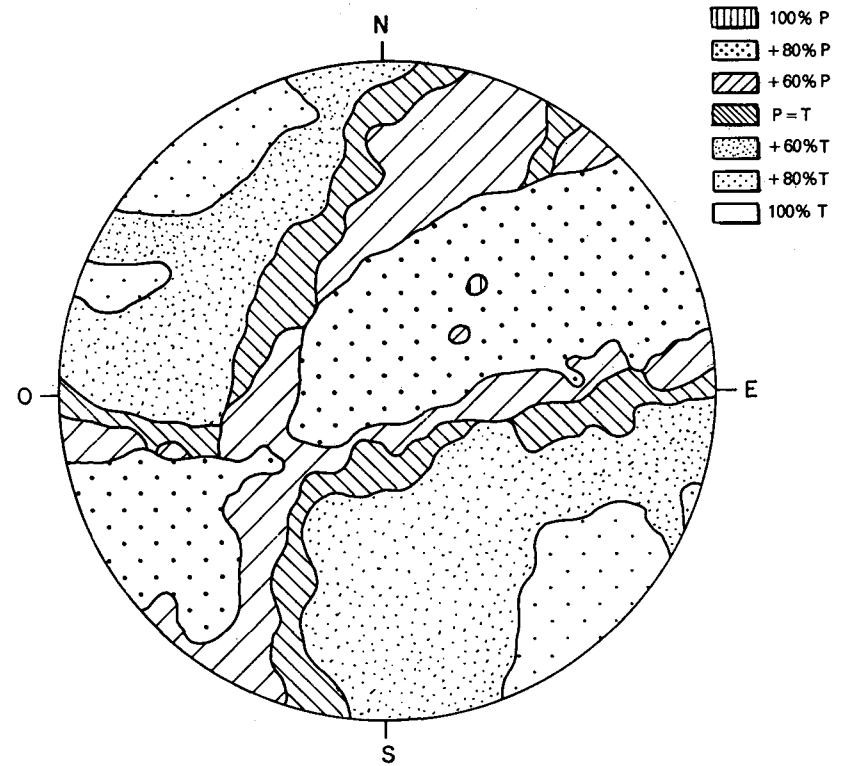


Fig. 11 Diagrama P/T para la Etapa Hiendelaencina. Se aprecia de una forma cualitativa, una transición entre una tectónica de desgarres con dirección de compresión (e_x) según N50-N70 a una distensión con la dirección de compresión máxima en la vertical

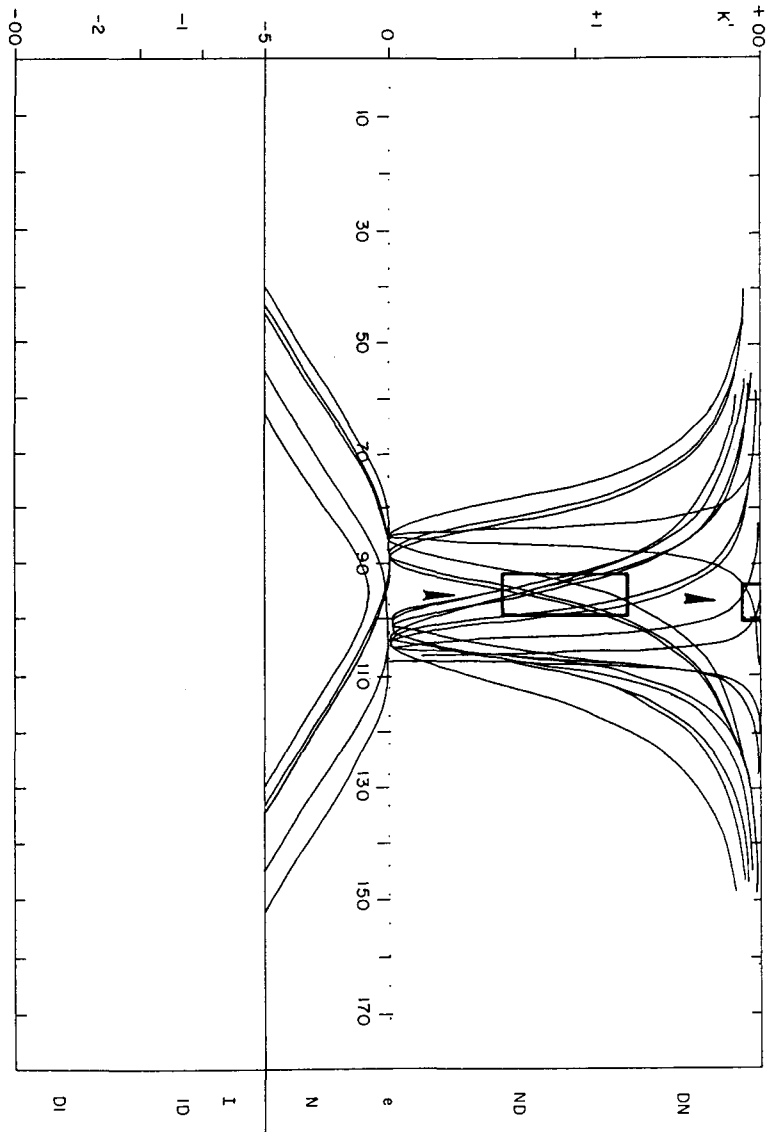


Fig. 10 Diagrama e/K de la Etapa Malagón. Se aprecia muy bien el paso de una distensión uniaxial con la dirección horizontal mayor (e_x) casi E-W y la dirección de distensión (e_x) a 90°, es decir casi (N-S), a una tectónica de desgarres puros con dirección de acortamiento entre 90 y 100

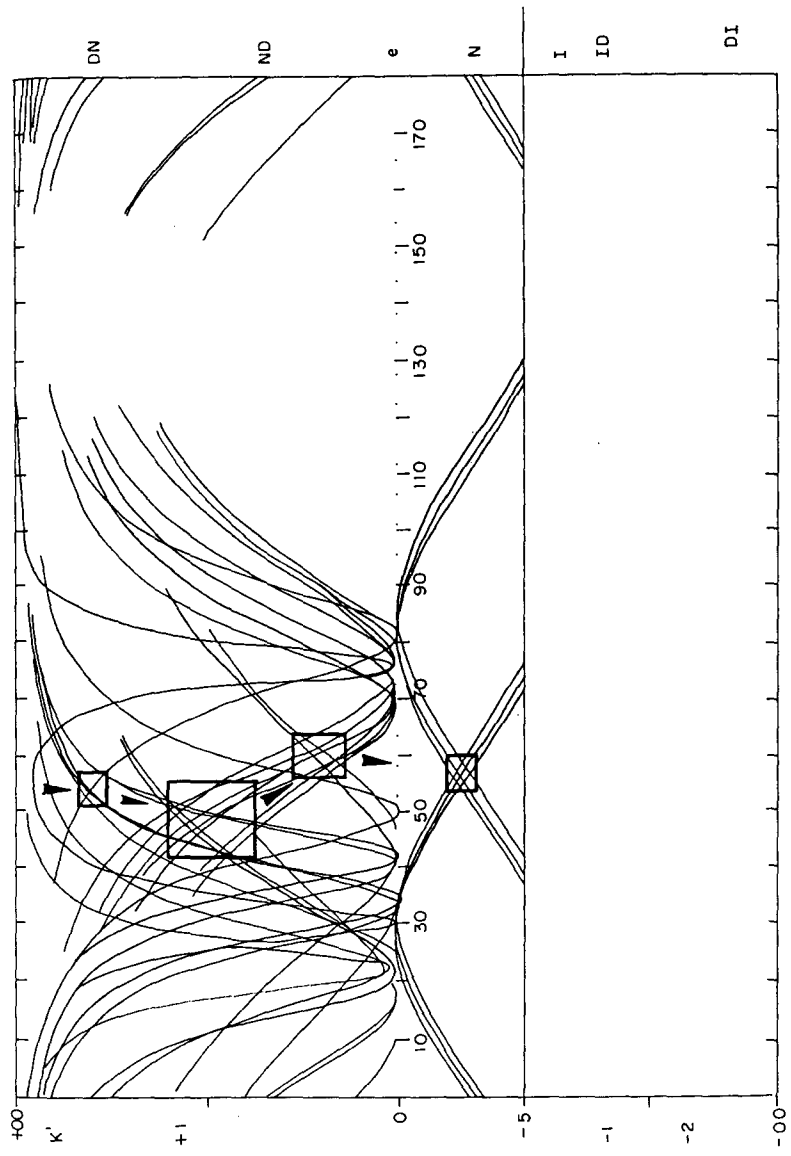


Fig. 13 Diagrama e/K de la Etapa Híndelaencina. Se puede observar muy bien el paso continuo desde una tectónica de desgarres puros con dirección de compresión $e_r=N54$ hasta una extensión radial, con K entre 0 y -0.5

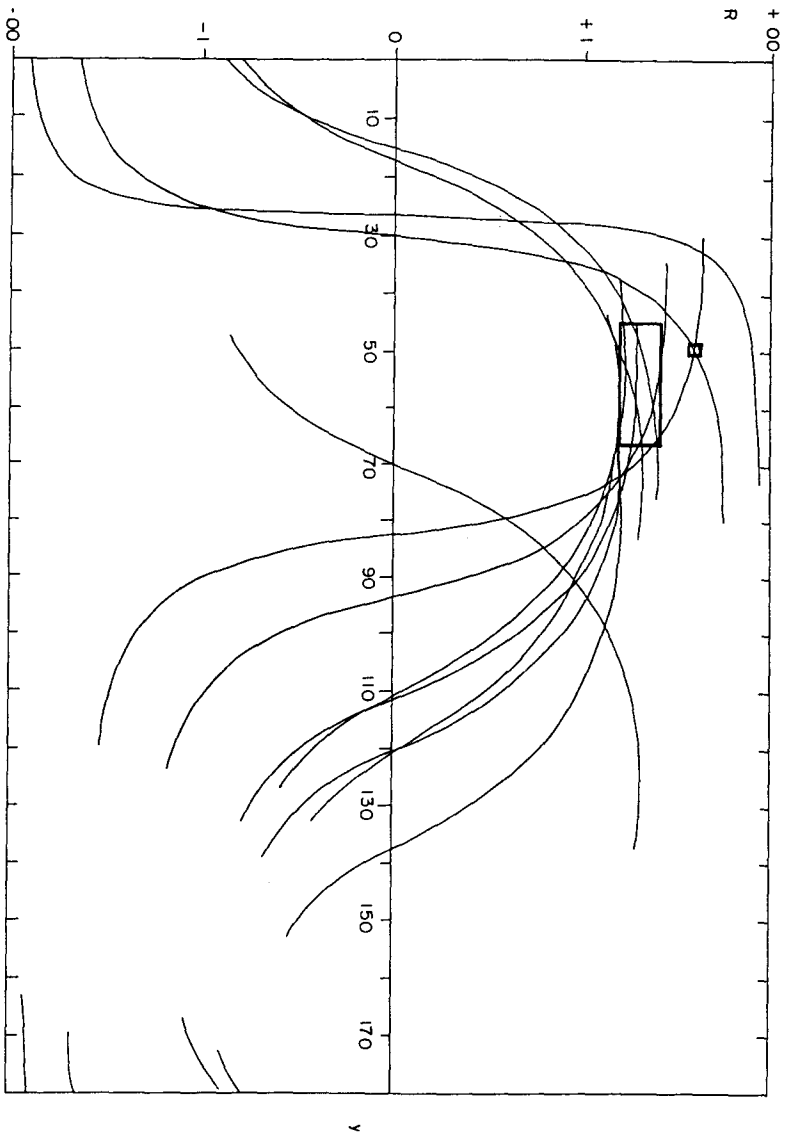


Fig. 12 Diagrama y/R para la Etapa Híndelaencina. Se aprecia únicamente la distensión según la dirección $N135-N155$ (6.) y dirección de menor tensión horizontal $N45-N65$ (6.)

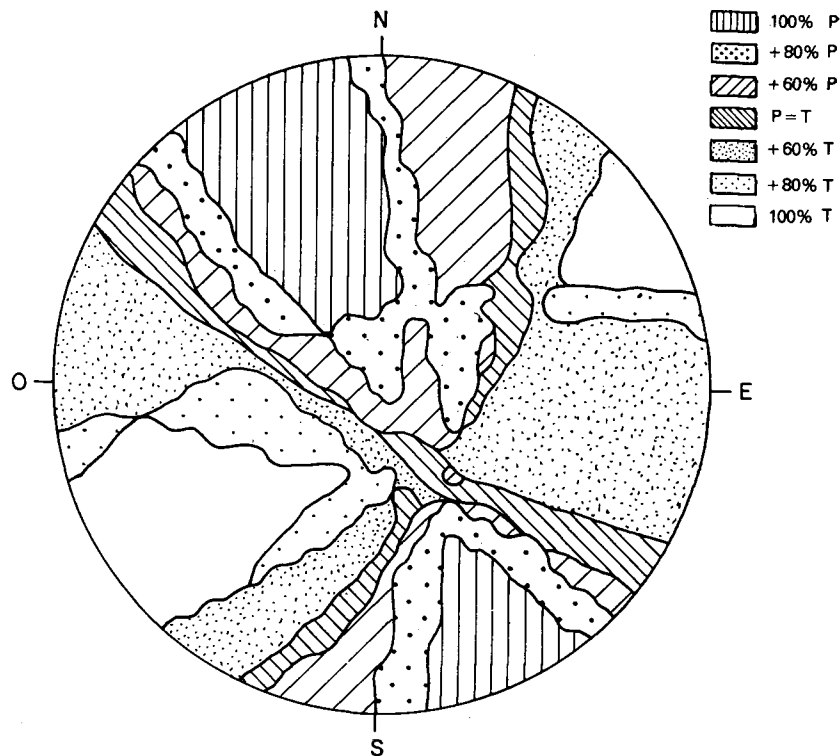


Fig. 14 Diagrama P/T de fallas medidas en los materiales cretácicos entre Villacastín y Cerceda. Se aprecia una dirección de compresión 137°-N154° que corresponde a la última tectónica compresiva alpina o Etapa Guadarrama

transversas de la Cordillera Ibérica (CAPOTE *et al.* 1982) y que puede suponerse en relación con las últimas deformaciones de la Cordillera Bética, durante las cuales fueron transmitidas al interior de la Península campos de esfuerzos compresivos según la dirección NO-SE. (Fig. 14).

En esta etapa jugaron fallas inversas con direcciones N20°-N40°E y N75°E, todas ellas con buzamientos bajos (30°-20°) y sistemas de desgarres ligeramente inversos, con direcciones similares pero mayores buzamientos, o ligeramente normales, con direcciones N130°E y N155°E.

En relación con esta compresión, tuvo lugar el levantamiento general de los bloques en el zócalo hercínico. Esta etapa pudo mover fallas que ya lo habían hecho en la Etapa Ibérica, pero con una ligera componente inversa, por lo que las fallas que limitan el sistema de fosas del Alberche-Campo de Azálvaro pueden haber jugado de una manera compleja, desde fallas normales a desgarres ligeramente inversos, pero siempre con buzamientos altos.

La edad se puede fijar como Intramiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario, tanto en la depresión del Duero, como en la del Tajo.

5 GEOMORFOLOGÍA

5 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central, como la de casi todos los Macizos Antiguos reactivos, está controlada, a nivel global, por las formas asociadas a los grandes aplanamientos que, en general, van a constituir las paleoformas o formas heredadas.

A esos rasgos que, por extensión superficial y significado genético podríamos denominarles "megamorfológicos", se le superponen otros, derivados de la acción de los procesos actuales y subactuales, que entran en el contexto de formas de detalle y cuyo resultado último es el de anular o degradar las morfologías previas o heredadas. Esto no impide el que, en zonas y con procesos determinados, puedan llegar a definirse también verdaderas "megamorfologías" recientes, tanto más cuanto más intensos sean los procesos degradantes, tal como ocurre en las cuencas sedimentarias adyacentes.

En consecuencia, el planteamiento general de las características geomorfológicas de estas zonas que nos ocupan pueden realizarse en dos grandes apartados.

- 1) Las superficies de aplanamiento que, junto a la morfoestructura, configuran, en su mayoría, los grandes rasgos del relieve actual.
- 2) El modelado reciente, Cuaternario y Pliocuatrnario, sobreimpuesto al anterior y que, también en su mayoría, define las formas de detalle.

La separación entre ambos grupos morfológicos será tanto más fácil cuanto más generalizado haya sido el aplanamiento y más reciente su desnivelación: cuando, como ocurre en el Sistema Central, pueden establecerse varias fases entre formas heredadas y formas en equilibrio con los procesos morfogénéticos actuales y/o subactuales.

5.1 LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

Aunque el reconocimiento de la presencia de grandes superficies de aplanamiento en la Meseta es anterior (FISCHER 1894, SCHMIEDER 1915, STICKEL 1929 etc.) fue SCHWENZNER en 1936 quien, apoyándose en esos trabajos hizo el planteamiento más completo en lo referente a estos temas.

Aplicando el Sistema Central el modelo genético de PENCK, W. (1972), o de la "Escalera de Piedemonte", establece una morfografía que aún hoy conserva actualidad. Esta se define mediante una Superficie de Cumbres, de edad Intraterciaria (post-Oligoceno inferior a Pretortonense) y tres de Meseta, las M3, M2 y M1. La M3, que forma las Parameras actuales y sus relieves asociados, correspondería a una edad Finimiocena y las M2 y M1, que forman los Piedemontes y Campiñas, son según este autor, de edad Pliocena. A estas superficies que configuran la Escalera de Piedemonte, habría que añadir las antiguas hoy fosilizadas y/o exhumadas parcialmente en algunos puntos, tal como son la pretriásica y precenomanense.

Un nuevo enfoque para la morfogénesis del Sistema Central procede de SOLÉ, (1952). Este autor, se inclinaría más por un modelo convergente con el de DAVIS (1899), es decir, de desnivelaciones de arrasamientos totales y no parciales. De este modo el relieve actual sería el resultado de un proceso de desnivelación de una superficie o Penillanura Fundamental Finimiocena. Los piedemontes, siguiendo las ideas de BIROT (1937), serían el resultado de un proceso de pedimentación bajo condiciones áridas y/o semiáridas establecidas durante el Plioceno.

En este caso tanto la superficie de Cumbres, como la de Paramera (M3 de SCHWENZNER op. cit.) serían los restos de una penillanura finimiocena, elevados por la tectónica a su posición actual y los piedemontes (M2 y M1 de SCHWENZNER op. cit.) corresponderían a PEDIMENT en su sentido más exacto. Apoyándose en ambos modelos, en el carácter de los sedimentos de las cuencas terciarias, facies típicas de abanicos aluviales, en las aportaciones de otros autores en lo referente al significado paleoclimático de los relieves residuales (BOTELLA y DE HORNOS 1884, CALDERÓN y ARANA 1884 a y b, VAUDOUR 1977, GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL 1978), PEDRAZA (1978) regresa al modelo de PENCK (1972) propuesto para el Sistema Central por SCHWENZNER (op. cit.), a la vez que destaca, siguiendo a SOLÉ (op. cit.), los movimientos desniveladores recientes como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques.

En contraste con los autores precedentes, PEDRAZA (op. cit.), establece la superficie de Cumbres y la de Paramera (M3 de SCHWENZNER, op. cit.), como los restos de una "Penillanura poligénica y heterócrona" que cumpliría la función de "penillanura fundamental" o primaria de los autores anteriores (intraterciaria de SCHWENZNER op. cit., y finimiocena de SOLÉ, op. cit.).

Siguiendo las teorías recientes (KLEIN, 1959), esta sería una "Superficie tipo Penillanura" elaborada bajo sistemas morfogenéticos muy diversos (de donde deriva su poligenismo ya citado por SOLÉ, op. cit.) y que prosigue su evolución hasta que queda fosilizada (hechos notables en el Triásico y Cretácico en algunos sectores orientales del Sistema Central) o desnivelada por los movimientos alpidi-

cos (de donde deriva su heterocronía), lo cual ocurre al inicio del denominado "ciclo arcósico" (PEDRAZA op. cit.), a principios del Neógeno y/o finales del Paleógeno.

Este "ciclo arcósico" presenta, en esta interpretación, los sedimentos correlativos a una pediplanación de Sabana, según el modelo de "superficies grabadas" (BÜDELL, 1957). Aún es problemática la edad de los frentes de alteración, si bien el lavado se iniciaría en el Paleógeno llegando hasta el Plioceno con la colmatación de las cuencas, formación de un pediplano y la desnivelación que consolida la morfoestructura en bloques.

Terminan en esta etapa las fases de pedimentación bajo condiciones de tipo semiárido, que recortan las morfologías anteriores, consolidan los "pediments" de las rampas, definen las superficies de erosión de las cuencas, tanto en Los Páramos como en Las Campiñas, y generan los mantos de acarreo del Plioceno Medio, Superior y/o Plio-Pleistoceno. Destacan en estos casos los materiales de la Raña "sensu lato" y sus asociados sobre los páramos.

Es importante destacar aquí que, tras estos acontecimientos, el "Pediment de Sabana" quedaría sustituido por los "Pediment Áridos". A algunos rellanos, hombreras y cerros que actualmente se pueden observar a cotas intermedias entre las Parameras (M3 y M1, de SCHWENZNER op. cit.) muchos autores (PEDRAZA op. cit., CABRA *et al.* 1983, CENTENO 1983 y CENTENO *et al.* 1983) los interpretan como residuos de ese "Pediment de Sabana".

GARZÓN (1980) establece como superficie fundamental la finicretácica, dando un carácter de superficie de lavado en condiciones de alta humedad y temperatura y que, durante el "ciclo arcósico" (PEDRAZA op. cit.), sería reelaborada hasta alcanzar una configuración "tipo penillanura". Desnivelaciones posteriores la dejarían ocupando el nivel de cumbres y el de Paramera (M3 de SCHWENZNER op. cit.). Para GARZÓN (op. cit.). Las Rampas serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretácica que habría quedado fosilizada durante el ciclo arcósico.

Aunque sea difícil armonizar estas interpretaciones, a modo de síntesis podríamos concluir que la morfología, se acepte o no el modelo genético de PENCK, A. (op. cit.) aplicado por SCHWENZNER, (op. cit.) responde a un sistema de superficies escalonadas tal como fueran señaladas por este autor. Superficie de Cumbres, y Llanuras de Meseta (M3, M2 y M1), en el Macizo, así como superficies de Campiñas (equivalentes a la M1), en el Macizo, así como superficies de los Páramos, en la Cuenca, definen dicha morfografía a la que se "sobreimpone" la generada por los procesos actuales y subactuales, en general, cuaternarios. Todos éstos, dada su actuación reciente, han sido incapaces aún de generar una morfología con la misma entidad espacial y geométrica que la anterior por lo que, salvo en los grandes cauces fluviales y en algunas vertientes, no pueden considerarse con otra categoría que la de "elementos sobreimpuestos", a dicha morfología previa.

5.2 EL MODELADO DE DETALLE, LA EVOLUCIÓN CUATERNARIA

Un enfoque general del Cuaternario suele presentar problemas pues, a medi-

da que nos acercamos a la actualidad y a partir de los tiempos alpinos que consolidan la gran divisoria castellana o Sistema Central, los fenómenos van adquiriendo una notable zonación por lo que casi siempre debe acudir a los análisis regionales para encontrar una referencia homogénea en los procesos.

A pesar de ello, en estas zonas y para este periodo, podemos referir tres grandes grupos de procesos: fluviales y asociados, glaciares y periglaciares y gravitacionales y/o mixtos. Todos ellos van a constituir la base cartográfica fundamental, a nivel de Elementos Geomorfológicos.

5.2.1 Fenómenos fluviales y asociados

En estos casos el punto de partida hace siempre referencia al momento en que puede considerarse iniciado el proceso de definición de la red hidrográfica actual.

Allí donde hay una representación de los abanicos de piedemonte que depositaron materiales “tipo raña”, el problema parece bien centrado, ya que estos serían los últimos representantes de las redes previas o los inicios de las actuales.

Tampoco presenta mayor problema centrar esta transición allí donde puede definirse un complejo sistema de vertientes con rellanos mixtos, tipo glaciares, escalonados y a veces con depósito (vertientes glacis, PEDRAZA 1978). Estos forman la transición entre las grandes llanuras precuaternarias y los valles de aterramiento; son, por tanto, los primeros representantes de las redes actuales.

Cuando esos elementos morfológicos no están presentes, tal como suele ocurrir dentro del Macizo, el problema se complica y es difícil precisar cuál es el grado de permanencia o continuidad entre las redes fluviales previas y las actuales. Hay zonas en que pueden encontrarse datos que apoyan el paralelismo evolutivo en las redes fluviales de dentro y fuera del Macizo; tal es el caso de los abanicos de piedemonte del Cuaternario antiguo y Pliopleistoceno y los desarrollos de terrazas citados en las cuencas del río Guadalix por LÁZARO OCHAITA (1976). Por el contrario, en otros lugares parecen apuntarse fenómenos que implicarían una remodelación bastante brusca en el trazado de la red, tal es la evolución propuesta por HERNÁNDEZ PACHECO (1930) para la red del Guadarrama meridional en toda la depresión de Manzanares el Real-Guadalix-Reduena, y que, por tanto contradice en cierto modo lo expuesto anteriormente, al implicar también a los ríos Miraflores-Guadalix.

Tal como señalamos, la ausencia de depósitos o formas erosivas asociadas a estos procesos no permiten concluir nada al respecto. Señalemos únicamente los depósitos descritos por CABRA *et al.* (op. cit.) en la zona de Redueña, que, en principio servirían de base de apoyo a la teoría expuesta por HERNÁNDEZ PACHECO, F. (op. cit.) si bien sólo confirmada en su zona oriental y para tiempos más recientes.

En este sentido hay que tener muy en cuenta la movilidad tectónica diferencial, pues tal como se ha señalado, en otras zonas del Sistema Central (PEDRAZA, 1976), las subsidencias en los bordes de la Cuenca, tanto del Duero como el Tajo, provocan un movimiento relativo de elevación de formas de incisión, proceso que

se mantiene hasta los tiempos presentes pues, salvo ciertas depresiones interiores cuya evolución es, hasta cierto punto, paralela a la de los bordes de cuenca, en el resto del Macizo no encontramos terrazas con altura superior a los 5-10 m. y lo normal es que no exista más que la actual.

5.2.2 Fenómenos glaciares y periglaciares

Este tipo de procesos, mucho más escasos y localizados que los anteriores, sobre todo los primeros, tienen suma importancia por cuanto significan un punto de referencia notable en la morfogénesis reciente del Sistema Central.

El glaciario en Guadarrama queda restringido a las zonas más elevadas, Montes Carpetanos, Cuerda Larga y Siete Picos, siempre que se alcanzaran cotas superiores a los 2000 metros y la morfología previa fuera la adecuada para la acumulación de las nieves, factor quizás más importante, a la hora de interpretar el desarrollo del glaciario preferentemente en las vertientes meridionales, que el de la orientación. Esta hipótesis ya apuntada para otras zonas (PEDRAZA y FERNÁNDEZ, 1981) parece confirmarse a la luz de nuevos datos aportados por el glaciar no citado hasta el momento y con un desarrollo notable en una vertiente septentrional, (PEDRAZA y CENTENO, en preparación). Sin embargo, no hay restos de actividad glaciar en la Hoja que nos ocupa.

En lo referente al periglaciario, es difícil precisar su carácter en el tiempo. La mayoría de los fenómenos solifluviales y de gelifración es evidente que debieron presentar un desarrollo mayor, en intensidad y reparto en las fases y estadios glaciares, que en la actualidad.

Tampoco aquí, sin embargo, hay nada concluyente. Aunque se citan ciertos depósitos de ladera, e incluso mixtos asociados a una importante fase fría que se desarrolló en el equivalente a la fase glaciar Riss, lo cierto es que salvo los fenómenos de gelifración, que aún siguen siendo funcionales en la actualidad, debe establecerse para ellos una notable atenuación como demuestran las concentraciones de canchales antiguos. El resto, soliflucción, enlosados, guirnalas, rosetones, céspedes almohadillados, etc., dado su desarrollo y localización actual, así como la ausencia de formas antiguas de este tipo, son perfectamente asociables a las condiciones actuales para el desarrollo de los mismos. Incluso, tal como aquí se describirá en el apartado correspondiente a los elementos, pueden darse actualmente condiciones aptas para desarrollar, no sólo esos elementos citados, sino también otros que denuncian una mayor eficacia del proceso periglaciario, tal son los “círculos de piedra con tendencia poligonal” (PEDRAZA *et al.*, 1986) y los “hidrolacólitos” (MOLINA *et al.*, 1982).

5.2.3 Fenómenos gravitacionales y/o mixtos

Este término, siempre impreciso, se refiere a los materiales que tapizan las vertientes y/o se concentran en su base y son el producto de la caída preferentemente

regulada por la gravedad pero más o menos asistida por otros procesos como la arroyada, incluso la solifluxión, etc. En conjunto se agrupan bajo la denominación de coluviones.

Su control cronológico es prácticamente imposible, aunque pueda insinuarse un desarrollo atenuado en la actualidad frente a otras etapas del Pleistoceno y/o Holoceno antiguo.

5.3 SISTEMA CARTOGRÁFICO

El problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica deriva de la ausencia de una simbología precisa de unas unidades básicas que sirvan como referencia geometrical genética y evolutiva.

Ante estas deficiencias cada especialista, de acuerdo con sus necesidades, viene realizando la cartografía que considera más adecuada, bien destacando los grupos de formas, bien los procesos morfogenéticos, etc.

En este caso y dado los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica en el Sistema Central (PEDRAZA 1978, CENTENO 1983, CENTENO *et al.*, 1983, RUBIO 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistema de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS, establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc., dando formas primarias) y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociadas configuran un proceso morfogenético) mínimas en que puede ser compartimentada la unidad. Las asociaciones mayores, sirven en todo caso, como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regionales naturales y regionales morfoestructurales, es decir, megamorfológicas.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías, así:

- PROPIOS: son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y por tanto su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.
- SOBREIMPUESTOS: son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

- a) HERENCIA caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.
- b) DEGRADACIÓN, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son por tanto elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.
- c) AGRADACIÓN, cuando los nuevos procesos dan lugar a formas deposicionales que generalmente fosilizan formas previas.

5.4 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

5.4.1 Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la superficie de Cumbres (Sc) de SCHWENZNER (1936). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas dando lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves de tipo "monadnock" y extensas áreas en las que aflora un sustrato alterado (arenización). Asociadas a estas alteraciones son frecuentes las depresiones de tipo nava, con desarrollo de suelos hidromorfos y a veces turberas ácidas.

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparece, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglacial de diversa intensidad: suelos enlosados, solifluxión, guirnaldas y rosetones, césped almohadillado, etc. La distribución de estas formas corresponde con la de esta unidad.

5.4.2 Superficie tipo penillanura en paramera

Corresponde con la superficie de Meseta M3 de SCHWENZNER (1936). Su morfología es igual a la de Cumbres, propia de superficies de tipo penillanura, con relieves residuales de tipo "monadnock", y gran abundancia de alteraciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses (y entre ellas las de la zona que nos ocupa, en el sector de Navalperal de Pinares-Navas del Marqués). Fuera de allí queda reducida a pequeños replanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias.

Esta morfología de replanos a diferentes alturas pueden enmascarar la existencia de otras superficies entre éstas las de tipo "pediment", como de hecho ya se ha señalado en diferentes trabajos (PEDRAZA, 1978; CABRA *et al.*, 1983; CENTENO 1983, CENTENO *et al.*, 1983). De hecho la aparición en los bordes y relanos inferiores de esta superficie de relieves residuales tipo "inselberg" parece confirmar dicha hipótesis. Sin embargo, el problema sigue siendo objeto de estudio (CENTENO *et al.*, en preparación) por lo que no puede diferenciarse una nueva superficie con categoría de unidad.

Hay también signos de procesos periglaciares, pero todos ellos de menor intensidad que en la zona de cumbres: guirnaldas y rosetones, solifluxión.

5.4.3 Laderas

Son formas de enlace entre las diferentes superficies escalonadas. En general se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluviotorrencial, glacial, gravitacional, etc.

Estas características y su asociación a grandes líneas de falla hacen que se interpreten como desniveles de origen tectónico. En algunos casos se reconocen restos de formas afectadas que apoyan dicha interpretación.

Se distinguen por morfología dos tramos, situados encima y debajo de la superficie de paramera, y cuando esta no aparece los dos tramos son discernibles por su morfología. La mayor abundancia de alteraciones en el tramo superior le dan una uniformidad que no posee el tramo inferior donde por una mayor denudación, predominan las formas de tipo berrocal.

En los tramos más altos, el glaciario pleistoceno ha dejado abundantes huellas y se destacan también fenómenos periglaciares que dan lugar, principalmente, a la formación de canchales. En toda la ladera hay además un recubrimiento, de espesor variable, formado por suelos, regolito y sus removilizaciones por gravedad, arroyada, solifluxión, etc.

5.4.4 Superficie tipo pediment

Corresponde a las superficies de Meseta M2 y M1 de SCHWENZNER (1936). Se trata de superficies tipo pediment más o menos degradadas por la acción fluvial posterior.

En detalle, forman esta unidad un conjunto de restos de planicie, pendientes centrífugas a partir de la base de las elevaciones principales. El enlace ladera-“pediment” se produce generalmente por un “nick”.

El elemento morfológico más característico son los relieves residuales de tipo “inselberg”, de los que se han diferenciado (PEDRAZA, 1978) tres generaciones, en relación con otros tantos replanos escalonados. De estos replanos los dos superiores (M2 y M1 de SCHWENZNER) son normalmente interpretados como “pediments” s.s., mientras el inferior podría correlacionarse con las “vertientes glaciares”, de la cuenca (PEDRAZA, 1978). En la zona que nos ocupa como en otras zonas próximas (Rampa de El Escorial/Rampa de Segovia) no es posible definir claramente estos replanos, por lo que se agrupan en una sola unidad denominada “tipo pediment” queriendo indicar su sentido amplio.

Además de los encajamientos lineales de la red fluvial (gargantas), son características las depresiones tipo nava asociadas a zonas de intensa fracturación, que actualmente sufren frecuentes procesos de encharcamiento y formación de suelos hidromorfos. En las vertientes hay un lavado activo del regolito y, en consecuencia, producción de berrocales de diversos tipos.

5.4.5 Fondos de depresiones interiores y corredores

Las depresiones tectónicas del Sistema Central tienen frecuentemente un fondo de tendencia plana limitado por laderas escarpadas de origen estructural. En todos los casos el fondo de la depresión tiene morfología convergente y a menudo correlacionable con alguna de las otras unidades definidas.

En todo el sector sur de la Hoja hay una serie de depresiones de contorno bastante irregular, dependientes de la intersección de varios sistemas de fractura. La morfología es convergente con la de la superficie de tipo “pediment” que está, sin embargo, muy degradada por la presencia de una incisión fluvial importante, que reduce la extensión de las planicies de “pediment”.

Se incluye en esta unidad una serie de depresiones de menor tamaño y forma lineal. Se trata de valles de origen tectónico y ocasionalmente de fondo plano que enlazan superficies de igual cota o albergan cursos de tipo rectilíneo.

5.5 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS

5.5.1 Elementos asociados a las superficies de erosión

Este tipo de elementos entra en el contexto de formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o recientes. Precisamos, sin embargo, la posible aparición de formas de este tipo en el momento actual, como consecuencia de fenómenos convergentes.

Tanto por su carácter morfológico, por su significado, en el contexto genético de la unidad como por su estado de conservación pueden diferenciarse varios tipos.

- a) Restos Originales de superficie. - Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como “residuos de posición” respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales); comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son por lo tanto elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.
- b) Superficie degradada. - Son zonas de dimensiones variables en las cuales la planicie original ha quedado modificada por nuevos procesos sobreimpuestos pero, dada su escasa intensidad, no llega a generar una verdadera sustitución en la morfología.
- c) Fondos de depresión convergente con los “Pediments”. - Se trata de elementos cuya morfografía es identificable con la de las superficies tipo “pediment”, que forman el fondo de depresiones y “grabens”, denunciando procesos de exhumación o hundimiento de esas unidades para generar las nuevas.
- d) Relieves residuales. - Se clasifican por su morfología y dentro de éstos, según se asocien genéticamente a un tipo de superficie, o por el contrario, puedan aparecer en cualquiera. Así se distinguen:
 - d1) Relieves residuales tipo Monadnock. - Corresponden a las formas que

caracterizan los resaltes propios de una superficie “tipo Penillanura” y se entienden tal cual los definiera DAVIS (op. cit.). Si bien la penillanura, se asocia a una génesis policíclica KLEIN (op. cit.) y no sólo al sistema morfogénico fluvial o de erosión normal. Se localizan en la superficie de cumbres y en la de la meseta M3.

- d2) Relieves residuales tipo “Inselberg”. - Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de la superficie “tipo Pediment”. El hecho de que formas de este tipo aparezcan sobre los rellanos y laderas de altura equivalente o ligeramente inferior a las Parameras (M3 de SCHWENZNER) induce a pensar que se trata de los restos de la antigua “superficie de lavado” o “pediment de sabana”. En este caso habría que considerar los “Inselbergs” como “elementos heredados”, pero esto sigue siendo un problema en estudio tal como se señalara al describir las unidades. Tienen dimensiones métricas, a veces llegan a decenas de metros, una geometría cónica y, en ocasiones, llegan a definir verdaderas formas dómicas.

Aunque por los procesos actuales y subactuales pueden estar exhumados, formas de este tipo, en estas zonas no se han llegado a definir.

- d3) Relieves residuales lineales. - No se les asigna génesis específica, y se atiende más a su carácter de forma asociada a una litología cuyo tipo de afloramiento condiciona la morfología (diques, filones, etc.).
- d4) Relieves residuales de culminación plana. - En general se deben considerar como formas derivadas de partes de otras unidades no sustituidas por los procesos morfogénicos posteriores. Sin embargo, lo exiguo de la culminación no permite en la mayoría de los casos identificar su procedencia, razón por la cual se les establece únicamente un significado morfológico.

5.5.2 Elementos periglaciares

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (pleistocenos) desarrollados sobre estas zonas, carecen de entidad geométrica y genética para ser establecidos con categoría de unidad y se definen como elementos sobrepuestos y degradantes de las superficies tipo penillanura en cumbres y parameras y de los tramos superiores de las de laderas.

Del conjunto de estos procesos derivan una serie de elementos, que según su reparto, carácter y dimensiones entran en el contexto de cartografiables o no.

5.5.3 Elementos coluviales

Corresponden a elementos deposicionales que se superponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las

vertientes, etc.) que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los piedemontes.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contienen en ocasiones niveles de mayor granulometría, (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados (o de los no consolidados en las cuencas y depresiones interiores).

Debe señalarse la presencia, en escarpes y laderas de toda la zona, de una débil cobertera formada por procesos y materiales mixtos entre regolito removilizado-suelo-depósitos de derrames o escorrentía no concentrada.

Aunque estos últimos citados pueden considerarse como funcionales y de hecho son los que acaban nutriendo de material a los coluviones del pie de laderas y escarpes, donde se estabilizan momentáneamente, estos últimos, los coluviones que podríamos definir como “concentrados”, están disectados por la red actual lo que parece indicar, al menos, una funcionalidad mínima o muy atenuada.

5.5.4 Elementos fluviales y de procesos asociados

Las acciones debidas a las aguas de escorrentía concentradas o semiconcentradas están presentes en la práctica totalidad de las zonas en nuestras latitudes y tienen un carácter dominante como proceso morfogénico actual, incluso en las zonas de relieves acusados. Su eficacia destaca sobre la de los procesos gravitacionales que en su mayoría son asistidos por estas aguas, y desde luego sobre los periglaciares. Es así como estos únicos procesos morfogénicos son capaces de generar sustituciones totales en las morfologías previas llegando a configurar nuevas unidades morfológicas. Aun no siendo así, los procesos más claros de superposición degradante sobre morfologías previas están definidos por estos elementos que hemos agrupado aquí, de un modo amplio, en el contexto de los fluviales.

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamiento a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas. Partiendo de ello se establecen:

- a) Turberas y navas: Ambos elementos se engloban en uno sólo, a pesar de sus diferencias, dada la convergencia de fenómenos y morfografía; se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de aguas, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped, por lo general en las Navas de altura, depresiones u ombligos y bordes de lagunas asociados a los procesos glaciares pleistocenos, donde se desarrolla preferentemente la turba, a veces muy incipientemente. Sin embargo, la falta de estudios de detalle con muestras minuciosas, hace que por el momento no sea posible una separación entre ambos grupos de elementos, la turbera y la nava.

En principio es difícil establecer una cronología precisa dado que muchos de ellos han podido funcionar a través de todo el Cuaternario e incluso lo

siguen haciendo la mayoría. Las turberas asociadas al glaciario son, sin embargo, de origen Pleistoceno terminal a Holoceno.

- b) Gargantas y Torrenteras: Son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. Aunque en ocasiones, la mayoría, se sitúan a favor de fracturas y fallas, se descartan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales pero presentan una génesis de hundimientos tectónicos y aunque estos no alcancen la magnitud de los "grabens" se han unido a esa unidad. Quedan aquí únicamente, las formas de vaciado de la red hidrográfica actual.

En todos los casos son funcionales sin que puedan establecerse límites claros para el inicio del proceso; en general deben definirse como Cuaternarios.

- c) Conos de deyección: Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces, generalmente torrentes, de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Los más característicos se sitúan en la base de las elevaciones justo en el enlace entre ladera y piedemonte.

Presentan la morfología característica de cono y varían sus granulometrías dependiendo de la composición del sustrato. En el macizo cristalino se trata de conglomerados de bloques, ligeramente compactados o suelos.

- d) Terrazas y fondos de valle:

Pueden diferenciarse varios elementos de este grupo, así:

- d1) Aluviales-colviales: Zonas de sumidero, cauces de poca definición o ciertas Navas alargadas, en las que se produce una mezcla de material de arrastre fluvial y de ladera. Son holocenos.

- d2) Aluvial y terraza actual: Se sitúan como límite superior a + 3, + 5 m., presentan materiales arenosos, limosos y a veces cantos. Son holocenos y definidos en la práctica totalidad de la zona allí donde los cauces tienen ligera entidad.

- d3) Fondos de torrentera: Equivalentes a él pero con depósitos de mayor granulometría, hasta bloques, y mixtos aluvial-colvial. Son igualmente holocenos.

- e) Cabeceras torrenciales: Sólo se han cartografiado las más importantes y cuya morfología está claramente delimitada por escarpes erosivos. Sus laderas están frecuentemente recubiertas por distintos tipos de coluviales.

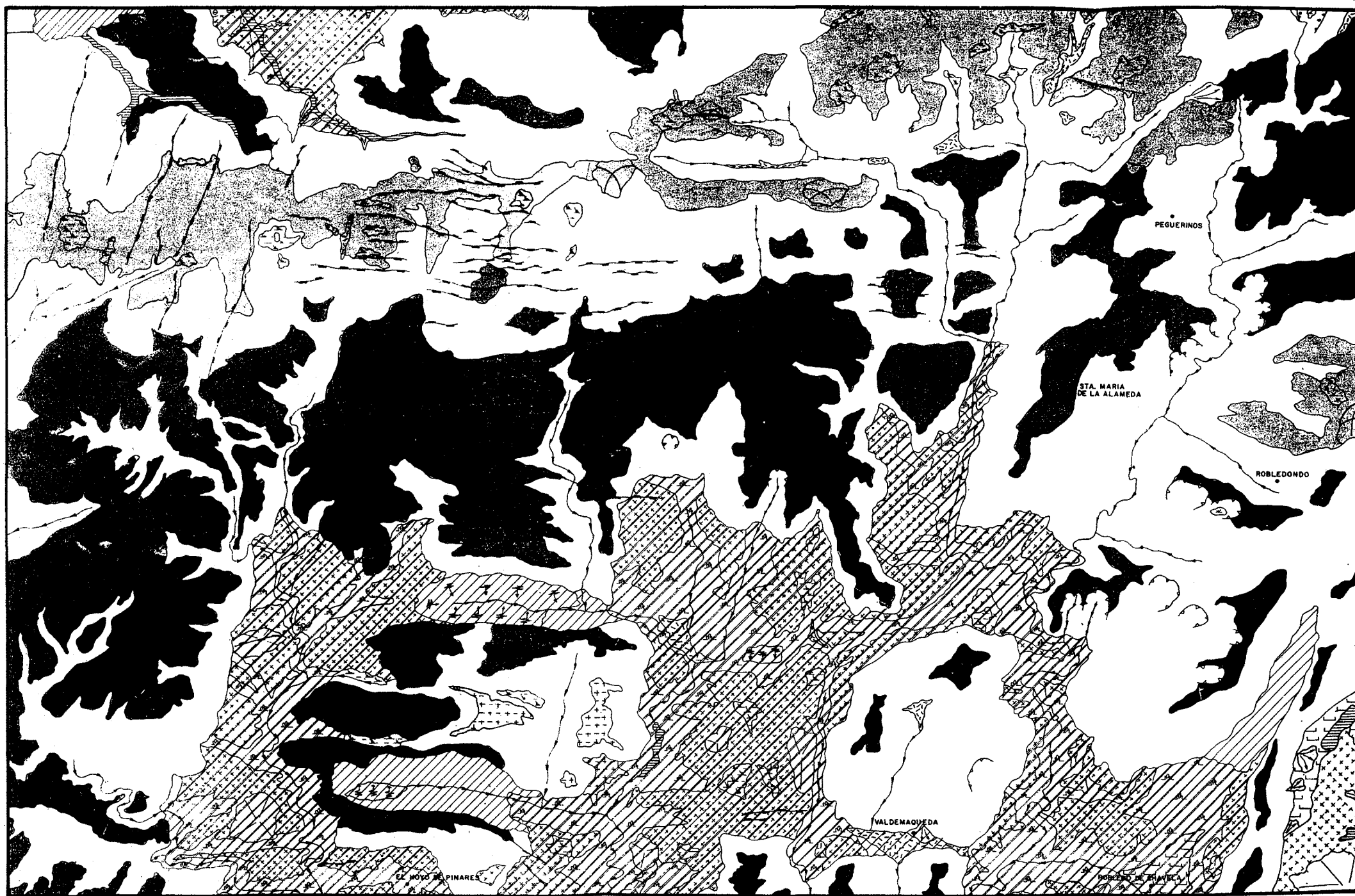
- f) Cabeceras torrenciales en alvéolos: Se han diferenciado aquellas cabeceras que por su morfología podrían corresponder a formas de lavado de alteración condicionada directamente por la estructura.

- g) Incisión de regueros: Formas de erosión lineares y prácticamente paralelas, situadas en pendiente de cierta verticalidad, generadas por un proceso de escorrentía superficial semiconcentrada.

Aunque es frecuente en muchas laderas de la zona, sólo se han cartografiado aquellas que, mostrándose especialmente activas cubren amplias superficies, asociándose a zonas prácticamente desprovistas de vegetación.

LAS NAVAS DEL MARQUÉS

532
17-21



MAPA GEOMORFOLÓGICO

S I M B O L O G Í A

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	SUPERFICIE TIPO PENILLANURA EN CUMBRES					
	SUPERFICIE TIPO PENILLANURA EN PARAMERAS - HOMBRES Y CERROS					
	LADERAS					
	SUPERFICIE TIPO PEDIMENT					
	FONDOS DE DEPRESIONES INTERIORES - CORREDORES					

ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	SUPERFICIE DE EROSION Y ELEMENTOS ASOCIADOS					
	Restos originales de superficie					
	Superficie degradada					
	Fondos de depresión convergentes con Pediment					
	Fondos de depresión convergentes con vertientes Glacis					
	Fondos de depresión asociadas a alteración					
	Relieves residuales tipo "monadnock"					
	Relieve residual lineal					
	Relieves residuales tipo "inselberg"					
	FLUVIAL Y ELEMENTOS ASOCIADOS					
	Turberas y navas					
	Cabeceras torrenciales en alveolos					
	Cabeceras torrenciales					
	Conos de deyección indiferenciados					
	Gargantas					
	Torrenteras					
	Aluvial y terraza actual					
	Incisión en regueros					
	Aluvial - coluvial					

6 HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja corresponden al conjunto de metasedimentos y ortoneises que forman parte de los afloramientos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado y Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo, que se sitúan por debajo de la discordancia Sárdica. Esta discordancia se encuentra en el extremo septentrional del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo, donde los metasedimentos de las Capas del Mediana (CAPOTE, 1971), correlacionables con los que se encuentran en el sur de esta Hoja, se encuentran bajo una alternancia de pizarras, metasamitas y metaconglomerados de posible edad tremadociense que se sitúan concordantemente bajo las cuarcitas del Arenig. Con respecto a la edad de estos materiales, la ausencia de fauna y su desconexión de otros afloramientos hace que sea difícil no sólo el establecer su cronoestratigrafía sino también el establecer la correlación entre los dos afloramientos metamórficos de la Hoja.

Así, en el afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo, CAPOTE y VEGAS (1968) se inclinan por una edad precámbrica para el conjunto de neises oscuros, micacitas y cuarcitas que posteriormente CAPOTE (1971) incluye en la formación de Neises Pelíticos de La Cañada y Formación de Navacarros, para los que este autor asigna una edad límite Cámbrico-Precámbrico.

Con respecto a las filitas y metasamitas de la Formación el Hornillo, según CAPOTE (1971), son correlacionables con las capas del Mediana y las Capas del río Almar del sector de Ávila, atribuyéndoles una datación imprecisa Cámbrico-Precámbrico.

Los metasedimentos del sector del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado que se encuentran en esta Hoja son muy escasos y corresponden a un conjunto de paraneises y esquistos migmatizados con intercalaciones de metagrauvacas y mármoles. Este conjunto metasedimentario es correlacionado por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y con la Serie de Porto según MARTÍNEZ (1973) y se situaría por debajo de los neises glandulares de Hiendelaencina, asignándoles por tanto una edad Precámbrica. Este conjunto metasedimentario según NAVIDAD y PEINADO (1977) está constituido por una serie de grauvacas con intercalaciones de pelitas, cuarcitas impuras y calizas, así como por una considerable participación de material volcanosedimentario, estableciendo por similitud con otras series del Macizo Hespérico, una edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. Esta misma cronología es mantenida por BELLIDO *et al.* (1981) y PEINADO y ÁLVARO (1981).

Los materiales neísicos son bastante abundantes en esta Hoja, fundamentalmente en el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado. Estos materiales han estado sometidos a diversas interpretaciones controvertidas por los diferentes autores que los han estudiado, pero la más admitida y verosímil es que representan un conjunto de granitoides prehercínicos. Todos estos materiales corresponderían a un ciclo magmático de origen cortical y relacionado con un episodio orogénico compresivo con importante engrosamiento crustal. El origen posiblemente granítico de estos neises ya se ha considerado por CAPOTE (1971), siendo propuesto el origen ígneo para estas y otras formaciones neísicas glandulares

del Sistema Central por FERNÁNDEZ CASALS (1974) y FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971, 1976). Un estudio petrológico detallado de los ortoneises del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado ha sido realizado por PEINADO y ÁLVARO (1981), considerando estos autores que corresponden a un período de actividad magmática anterior o simultáneo con las fases deformativas hercínicas. Así, un conjunto de granitoides de tipo S representados por los ortoneises y leucones de Abantos y unos granitoides de tipo I representados por los ortoneises de Santa María de la Alameda, intruirían entre la primera y segunda fase deformativas, existiendo según estos autores una etapa de intrusión de rocas básicas más antiguas que los ortoneises. Estos mismos autores proponen, en base a correlaciones con otros sectores de la Cadena Hercínica, la posibilidad de un acontecimiento caledoniano, no obstante la existencia de este acontecimiento en el cinturón Variscico Europeo se encuentra hoy en día ampliamente rechazada (MATTE 1986), y con los datos existentes, no puede descartarse que estos materiales pertenezcan a un episodio magmático cadomiense.

Estos neises en el afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo son considerados por CAPOTE (1971) como equivalentes a los neises "Ollo de Sapo" y les asigna una edad Precámbrica. Esta edad Precámbrica es defendida por un numeroso conjunto de autores: CAPOTE y VEGAS (1968), FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970, 1971), CAPOTE (1971, 1973), FERNÁNDEZ CASALS (1974, 1976), GONZÁLEZ LODEIRO (1981).

Con respecto a la edad de estos ortoneises los únicos datos geocronológicos de que se dispone son los de VIALETTE *et al.* (1967) que suministran una edad de 475 ± 13 m.a. por el procedimiento Rb-Sr para el emplazamiento de los neises de Abantos. Esta edad en el caso de generalizarse para el resto de los ortoneises graníticos presenta ciertos problemas, si se tiene en cuenta que tanto los ortoneises como los metasedimentos en los que intruyen están situados discordantemente por debajo de las cuarcitas del Arenig. Acerca de este problema, pensamos que el volumen de datos geocronológicos es todavía escaso y que hay que tener en cuenta otras dataciones como las de BISCHOFF *et al.* (1986) realizadas en la región de Hiendelaencina, y las de ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en los ortoneises de Miranda do Douro, ambas por el método U-Pb y que suministran edades más antiguas, en torno a los 540-560 y 618 millones de años respectivamente, coherentes con las relaciones estratigráficas y con las agrupaciones de granitoides prepaleozoicos y paleozoicos inferiores consideradas para el cinturón Variscico Europeo (MATTE, 1986). Según esta otra alternativa, estos ortoneises corresponderían a un evento magmático relacionado con el final de la Orogenia Cadomiense en el Precámbrico Superior.

Esta interpretación está de acuerdo también con los datos aportados recientemente por ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en los ortoneises glandulares de las islas Sisargas (Galicia) y los obtenidos por LEVEQUE (1984) en los ortoneises de Palages y por LEVEQUE y LANCELOT (1985) en los ortoneises de Mendic, ambos del Macizo Central Francés.

Con respecto a la evolución tectónica del ciclo hercínico en este trabajo se reconoce la existencia de cuatro fases de deformación principales. Las dos primeras se producen en un régimen tangencial y se asocian al desarrollo de

una esquistosidad penetrativa y la tercera y la cuarta originan estructuras de repliegues de la esquistosidad, pudiendo localmente generar una esquistosidad de crenulación.

De la primera fase, únicamente se observan sus efectos a nivel petrográfico, encontrándose como microlitos rodeados por la esquistosidad principal de segunda fase o como inclusiones en algunos minerales como el granate o algunas biotitas. Esta esquistosidad se observa fundamentalmente en los metasedimentos de grado más bajo del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo.

La segunda fase de deformación es la responsable de la generación de la esquistosidad principal en ambos afloramientos metamórficos, y en relación con esta fase se producen bandas de cizalla dúctil y cabalgamientos que son los responsables del engrosamiento cortical que condiciona el incremento térmico comenzando el cambio de régimen metamórfico.

La tercera fase se asocia a pliegues de la esquistosidad con dirección aproximada N150°E. y localmente a la generación de una esquistosidad de crenulación y es la determinante de las principales formas cartográficas en estos afloramientos. El desarrollo de esta fase es sinmetamórfico, observándose que los procesos de migmatización pueden borrar o afectar a pliegues producidos en ella, pudiéndose también observar que los micropliegues asociados a esta fase se encuentran en general completamente polygonizados, lo que implica que existen condiciones de recrystalización de biotita, feldespato, cuarzo, cordierita y sillimanita. Asimismo estos pliegues son los que afectan a las venas de cuarzo con andalucita que cortan a la esquistosidad principal. Posiblemente en relación con el cambio de régimen de compresión entre la fase anterior y ésta es cuando comienzan a cobrar auge los procesos de la segunda etapa metamórfica de más baja presión que aumentarían progresivamente durante ella en relación probablemente con la descarga erosiva del orógeno.

La cuarta fase deformativa se asocia a pliegues suaves de plano axial subvertical y direcciones norteadas. En relación con ella se localizan algunas pequeñas bandas de cizalla dúctil-frágil correspondientes a desgarres, a los que pueden asociarse localmente crenulaciones. También en relación con esta fase se encuentran las orientaciones de las adamellitas porfídicas de tipo Hoyos, en las que en la proximidad al contacto con las rocas metamórficas del afloramiento de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo llegan a observarse planos de cizalla con esquistosidad asociada. También en las adamellitas de este tipo que afloran al E. del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado se observan unas fuertes orientaciones que por sus relaciones se pueden atribuir a una intrusión sincinemática con la fase 4.

En cuanto a las etapas de fracturación tardi y poshercínica el análisis de las fallas ha permitido diferenciar una primera etapa (Etapa Malagón) que corresponde a la formación de fallas próximas a la dirección E-O. En relación con la etapa distensiva de esta fase, ocurrió la inyección de los diques de pórfido, evolucionando posteriormente el régimen distensivo a una tectónica de desgarre, en relación con una compresión en dirección N100E. Estas etapas de fracturación teniendo en cuenta sus características y el magmatismo asociado, deben situarse en una etapa límite permo-carbonífera.

Esta etapa es seguida por el episodio Hiendelaencina (DE VICENTE *et al.* 1985) en el que se generan fallas con direcciones entre N20°-40°E. y N75°-90°E. con una primera etapa de desgarres frágiles. En relación con este episodio ocurrió la inyección de diques de cuarzo.

Con posterioridad a estas etapas de fracturación tardihercínica se registran otra serie de eventos de fracturación que afectan a los materiales de esta región y que se encuentran asociados a la evolución de la Orogenia Alpina. Esta serie de eventos son los responsables de la elevación del Sistema Central y de la compartimentación de una serie de fosas como la de Campo de Azálvaro que se encuentra en la Hoja de El Espinar próxima al límite septentrional de esta Hoja. En esta región se han considerado tres etapas tectónicas alpinas.

La primera corresponde a la etapa Ibérica y obedece a la compresión mayor que estructura a la Cordillera Ibérica. Determina fallas con direcciones N10°-30°E. y N60°-100°E. y la dirección de compresión en N50°-65°E. Con posterioridad es la responsable de la generación de las fosas previamente referidas. La edad de estas etapas es posiblemente intraoligocena y anterior al relleno arcósico de las fosas terciarias.

La segunda etapa es la denominada N-S y se asocia principalmente al desarrollo de desgarres con direcciones N20°-50°E. y N150°-175°E.

La tercera etapa es la etapa Guadarrama y se asocia a la compresión regional que genera las últimas estructuras transversales de la Cordillera Ibérica (CAPOTE *et al.* 1982) en relación con esfuerzos transmitidos según la dirección NO-SE. Esta compresión determina el levantamiento general de los bloques hercínicos y puede reactivar fallas correspondientes a la etapa Ibérica.

La edad de esta etapa se puede establecer como intramiocena a partir de las dataciones del registro sedimentario en las cuencas del Duero y del Tajo.

Con respecto a la evolución del metamorfismo y de la deformación en estos materiales, según las observaciones de PEINADO (1973) y de FUSTER *et al.* (1974) el metamorfismo que les afecta es de tipo plurifacial y polifásico con una primera etapa de presiones intermedias y de gradiente más bajo en la que se genera una sucesión paragenética de tipo Barroviense y una segunda etapa de gradiente más elevado de tipo andalucita-cordierita. Según FUSTER y MORA (1970) esta etapa correspondería en el macizo de Aldeavieja-La Cañada-El Tiemblo a un tipo con gradientes térmicos muy elevados quizás superiores a los de un metamorfismo de tipo Bosost. Este esquema metamórfico con dos fases es mantenido por BEILIDO *et al.* (1981).

Otros autores (CASQUET y NAVIDAD 1985) en base al estudio de las zonaciones de los granitos indican que en la zona de Segovia, los materiales de la Serie Félica Heterogénea, afines al conjunto metasedimentario del N. del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado podrían ser polimetamórficos con un metamorfismo de alta presión y temperatura que no parece afectar a los ortoneises, que según estos autores serían de edad Ordovícico Inferior-Cámbrico Superior. En este mismo sentido se pronuncian CAPOTE *et al.* (1982) que tienden a asociar la distancia a un evento metamórfico Barroviense pre-fase 2, evento con el que relacionan algunas paragénesis con clinopiroxeno y granate de tipo grosularia-almándino en rocas básicas, que indicaría condiciones eclogíticas.

Las observaciones petrológicas en la Hoja ponen de manifiesto que el metamorfismo se desarrolla en tres etapas. El episodio principal en el afloramiento de la Cañada desarrolla una asociación con Q + Pg + Hb + Granate en rocas margosas o areniscas calcáreas. La blastesis de andalucita podría ser sincinemática precoz con respecto a la fase principal según alguna interpretación textural. Hacia el norte del afloramiento se encuentra andalucita con caracteres que indican que es rotacional respecto a la segunda fase y en esta zona se definen paragénesis de grado medio con Q + Biot. + Estaur. + Pg + Granate. También localmente en este afloramiento se encuentra algún relicto de distena, que al igual que el granate es precinemática con respecto a la fase 2 y se encuentra parcialmente transformada a andalucita. Más hacia el norte se desarrolla sillimanita que se encuentra orientada con la esquistosidad de fase 2, apareciendo también cordierita y ocasionalmente feldespato potásico, desarrollándose paragénesis características con Q + Bi + Pg + Sill. + Cord. El metamorfismo asociado a la segunda fase hercínica es progresivo desde las facies de los esquistos verdes (o parte alta de bajo grado) hasta el alto grado con fusión parcial.

En el afloramiento de El Escorial-Villa del Prado el grado metamórfico siempre es alto con desarrollo de anatexia y con paragénesis características para la segunda fase de Q + Bi + Sill. + Pg + Cord. En este afloramiento el granate es ocasional y puede estar parcialmente transformado a cordierita. En relación con las zonas de cizalla y asociadas a la esquistosidad principal se observa la presencia de sillimanita y cordierita aunque puede que este último mineral sea de génesis más tardía y de crecimiento mimético, ya que se observa que crece sobre la biotita y la sillimanita de la esquistosidad principal.

La anatexia en este afloramiento se extiende desde períodos sincrónicos con la segunda fase deformativa hasta muy posteriores, ya que se observan movilizados granitoides que cortan a las estructuras asociadas a la tercera fase y que incluso pueden estar relacionados con etapas posteriores a la fase 4. También se encuentran inyecciones de venas con cuarzo y andalucita que cortan a la esquistosidad principal y están posiblemente deformadas por pliegues de la tercera fase. Probablemente estas inyecciones pueden ser contemporáneas con una etapa de recrystalización homogénea en ambos afloramientos con neoformación de andalucita y moscovita y que coincidiría con la recrystalización de los leucogranitos autóctonos y parautoctonos.

En cuanto al plutonismo granítico, las manifestaciones hercínicas más precoces corresponden a una serie de granitoides autóctonos y parautoctonos que en gran parte proceden de la fusión parcial de los materiales metamórficos aflorantes. Estas rocas se encuentran variablemente deformadas, pudiendo incluso estar en algún caso parcialmente estructuradas por deformaciones de cizallas atribuibles a la fase 2 o bien encontrarse sólo débilmente afectadas por deformaciones de la fase 4 e incluso prácticamente indeformadas.

Entre las intrusiones hercínicas relativamente precoces, también se encuentra algún pequeño cuerpo cuarzodiorítico afectado en sus bordes por los desgarres de la fase 4.

Asimismo, como se ha indicado previamente, también se encuentran parcialmente afectadas por la fase 4 las adamellitas biotíticas porfídicas de Hoyo de

Pinares y las adamellitas porfídicas que afloran al E. del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado. Estas adamellitas son intruídas por las adamellitas porfídicas de tipo Navas del Marqués que no presentan en este sector ninguna orientación atribuible a efectos deformativos. A su vez esta unidad plutónica es intruída por una serie de rocas leucograníticas que en parte pueden corresponder a unidades intrusivas de carácter independiente como los leucogranitos de Peguerinos, o bien a diferenciados de las adamellitas de tipo Navas del Marqués o tipo Hoyo de Pinares.

Con respecto al magmatismo, tanto hercínico como pre-hercínico se observa que corresponde a asociaciones adamellíticas y graníticas generadas en ambiente compresivo, existiendo unas pautas de evolución relativamente simples en cada uno de los ciclos, de forma que de modo general los magmas son más diferenciados en el tiempo. Estos magmas son generados en ambiente compresivo y en el caso de los ortoneises se obtienen unas relaciones isotópicas que son compatibles con la generación a partir de materiales corticales poco evolucionados.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, de los que existe una importante red.

La familia de diques más importante tiene una directriz general E.-O. y está representada fundamentalmente por pórfidos graníticos con proporciones subordinadas de granitos aplíticos y microdiorita. El segundo compuesto filoniano fundamental está representado por una serie de diques de cuarzo con directrices N10°-20°E. que es de carácter más tardío y corta a los diques de pórfido, encontrándose también en proporciones más subordinadas diques de cuarzo con directrices E.-O.

Cuantitativamente poco importantes son algunos pequeños diques de diabasas y de lamprófidos camptoníticos cuyas relaciones les sitúan entre los materiales filonianos más tardíos; este esquema de intrusión filoniano es a grandes rasgos coincidente con el propuesto por UBANELL (1982).

De la historia alpina en el dominio de esta Hoja no ha quedado registro sedimentario.

En las Hojas próximas como las de El Espinar (17-20), San Lorenzo de El Escorial (18-21) o Villaviciosa de Odon (18-22), aparecen materiales de edad Cretácico Superior, pero ya con una potencia reducida frente a afloramientos más norteños.

Durante el Terciario, la tectónica alpina y la erosión consecuente a estos movimientos desmanteló el posible registro, tanto Cretácico, como Terciario, así como parte de las propias rocas del basamento hercínico.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 MINERÍA Y CANTERAS

Los indicios que aparecen en la Hoja no tienen casi actividad minera en la actualidad. Únicamente las mineralizaciones de magnesita situada al E. de la zona han sido explotadas recientemente.

A partir del estudio de indicios realizado por el I.G.M.E. (IGME, 1984), se han establecido tres conjuntos claramente diferenciados:

Mineralizaciones filonianas:

- Filones de cuarzo.
- Filones de cuarzo con arsenopirita dominante.
- Filones de cuarzo con calcopirita dominante.

Mineralizaciones de magnesita.

Skarns con magnetita.

7.1.1 Mineralizaciones filonianas

- Filones de cuarzo: existen dos grupos de labores mineras; Escuernacabras (X=374,25; Y=4497,04) y S. Pablo (X=376,70; Y=4490,10). Los filones están ligados a fracturas regionales, de dirección N35°E, con potencia de hasta 20-25 metros y longitudes reconocidas de 1700 metros. Los trabajos realizados en los años 60 son fundamentalmente calicatas de exploración y trincheras a lo largo del filón.
- Filones de cuarzo con arsenopirita dominante: Los tres indicios se encuentran situados a 4 Kms. al E. de Hoyo de Pinares (X=385,62; Y=4484,52; X=386,22; Y=4485,07 y el indicio Conejero X=387,00; Y=4484,90). En estos indicios se realizaron diversas labores de escasa entidad. Destacan un socavón y una calicata en el Conejero.
Encajan en adamellitas con cordierita porfídicas, tipo Hoyo de Pinares. La mineralización está asociada a una estructura filoniana de dirección variable entre N85° y N110°E, con una corrida mínima de 1500 metros y potencias comprendidas entre 3 y 120 centímetros.
Los sulfuros de la mineralización se presentan en masas irregulares y venillas, cementando al cuarzo filoniano brechificado. La paragénesis está compuesta mayoritariamente por cuarzo con arsenopirita dominante y cantidades variables de calcopirita, galena, esfalerita, casiterita, pirita y fluorita; minerales supergénicos son: marcasita, gohetita, escorodita y covellina.
La roca de caja aparece sericitizada, silicificada y cloritizada de forma variable en los contactos inmediatos con los filones.
Localmente, en el indicio Conejero, la mineralización está asociada a un dique de lamprófido brechificado y con alteraciones hidrotermales (epidotización y carbonatización), provocadas por el haz de filones.
- Filones de cuarzo con calcopirita mayoritaria: sólo se ha localizado un indicio a tres kilómetros al ONO de Hoyo de Pinares, denominado Los Horcajuelos (X=374,65; Y=4486,55). Las labores más significativas son un pozo y un socavón. El indicio encaja en los materiales metamórficos del Macizo de La Cañada, cerca del contacto E. con las adamellitas con cordierita porfídicas, tipo Hoyo de Pinares.
Se trata de un filón de dirección N20°E y buzamiento 80°O con potencia variable entre 0,5 y 3 mts. La mineralización aparece restringida, en superficie, a dos pequeñas zonas de deformación tardía con potencia de 15-20 cm. El relie-

no filoniano está constituido por cuarzo, como mineral principal, junto con calcopirita, pirita, esfalerita y galena, además de azurita, malaquita y cerusita como minerales supergénicos. En las albandas se aprecia una intensa alteración hidrotermal, directamente relacionada con la cataclasis y consistente en una silicificación y caolinización.

7.1.2 Mineralizaciones de magnesita

Desde el punto de vista económico son las únicas que han revestido cierta importancia económica en la Hoja. Están situadas en las inmediaciones del Puerto de la Cruz Verde y son la cantera Arroyo del Valle (X=398,93; Y=4490,75) y la del Puerto de la Cruz Verde (X=398,83; Y=4490,58). Las labores principales son dos grandes canteras y un socavón, así como varias calicatas de exploración.

Los indicios se localizan en los lugares donde la gran fractura de dirección NE-SO intersecta a los mármoles y rocas de silicatos cálcicos intercalados en los paraneises preordovícicos; corresponden a bolsadas de 2 a 14 metros de potencia, muy irregulares, localizadas a favor de planos de debilidad (fracturas, estratificación etc.); están compuestas, esencialmente, por magnesita como mineral principal y como accesorios, dolomita, cuarzo, clorita y talco (MARTÍN POZAS y CABALLERO, 1972).

7.1.3 Skarns con magnetita

Aunque son diversos los indicios con magnetita situados en los mármoles de la parte norte del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, sólo se han localizado labores de cierta entidad en el indicio de La Paradilla, situado en las cercanías del túnel del ferrocarril del mismo nombre.

En relación con el indicio de La Paradilla (X=393,90; Y=44991,60) se han localizado diversas calicatas. La mineralización aparece asociada a lentejones de mármoles y rocas de silicatos cálcicos, concretamente a un lentejón de dirección N130°E, con un buzamiento de 25°S. y potencia 0,5 a 4 metros; está totalmente sustituido por clinopiroxeno, granate, anfíbol y magnetita.

Aparecen dos tipos de alteración hidrotermal: por un lado una alteración de tipo skarn, a la que va ligada la magnetita y otra posterior asociada a la gran fractura del Puerto de la Cruz Verde. Esta segunda se superpone a la anterior, desarrollando una paragénesis de menor temperatura caracterizada por la presencia de minerales fuertemente magnésicos (talco, serpentina, montmorillonita) a los que va asociada la magnesita.

Gran tradición tiene la cantería granítica de la zona de Hoyo de Pinares, equiparable a la de Villacastín en la provincia de Segovia.

Al noroeste del pueblo de Hoyo de Pinares existen numerosos frentes de canteras, aunque la mayoría están abandonados actualmente. Dado que el espaciado de fracturas es grande se pueden extraer bloques de tamaño comercial, aunque irregulares. Destacaremos como factores negativos en estas canteras, la presen-

cia de zonas oxidadas en los planos de fractura, así como la de pequeños diques y la existencia de gabarros elipsoidales que pueden llegar a los 20-25 cms. de eje mayor.

Otra zona de canteras graníticas de interés es la situada al suroeste del pueblo de Las Navas del Marqués y que llega al límite entre la provincia de Ávila y Madrid.

Algunos de los frentes de cantera abiertos presentan gran desarrollo y potencia, encontrándose en actividad intermitente. Los bloques que se extraen son de tamaño pequeño o mediano, en función del diaclasado. Como factores negativos de estas canteras de la zona de Las Navas del Marqués, destacaremos la presencia de gabarros, los diques pequeños y las pátinas oxidadas en los planos de fractura, aunque estos factores negativos tienen en esta zona menos importancia que en la zona de Hoyo de Pinares.

Explotaciones intermitentes, de poca importancia, son las de la zona de Cabucillo y Cerro de la Lancha, que corresponden a granitos de facies tipo Hoyo. La mayor parte de la producción de los granitos de esta Hoja de Las Navas del Marqués de dedica a la obtención de rocas ornamentales, con baja mecanización en las canteras.

Los materiales néscicos de la Hoja se han utilizado como áridos para obras próximas a las explotaciones. También ha sido objeto de explotación un yacimiento de caliza marmórea (Paraje La Lastra), en el que se explotan dos bancos de 1,5 m. de potencia, en los que era prácticamente imposible extraer grandes bloques; se ha utilizado fundamentalmente para la fabricación de terrazo.

7.2 HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja corresponde en su mayor parte a la Cuenca Hidrográfica del Duero, excepto una pequeña parte al SO. que corresponde a la Cuenca del Tajo.

Sólo se manifiesta en la Hoja la unidad hidrogeológica "Sustrato granítico-paleozoico", que presenta un comportamiento similar en cada una de las cuencas citadas.

El sustrato granítico-paleozoico hidrogeológicamente se considera impermeable, si bien, pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas, que manifiestan pequeños caudales de aguas de excelente calidad. Posee unos recursos subterráneos que únicamente pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas (del orden de 100 m³/día como máximo, en condiciones hidrogeológicas favorables y con problemas de persistencia del caudal en estiajes prolongados). Los posibles focos de contaminación (vertido de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales (AGUILLO, M. Editor 1983).

Destacan en la Hoja los numerosos arroyos y pequeños ríos existentes en la misma, así como la abundancia de fuentes y manantiales. También existen pequeños embalses que se utilizan para abastecimientos locales (Embalse Presa de Agua, Embalse de Hoyo de Pinares, Embalse de Robledo de Chavela y Embalse de Ciudad Ducal).

8 BIBLIOGRAFÍA

AGUILO ALONSO, M. (Editor) (1983).- El Agua en Madrid. Diputación de Madrid. 250 págs. y plano.

ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1986).- Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. II Reunión des sciences de la Terre Clermond-Ferrand.

APARICIO, A., BARRERA, J.I., CARABALLO, J.M., PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. IGME 88:1-145.

APARICIO, A., BELLIDO, F., BRANDLE, J.L., GARCÍA CACHO, I. y SANTOS, V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro oriental del Sistema Central Español. Est. geol. 39:271-306.

APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1988).- Geología del Sistema Central Español. Consejería de Política Territorial de la Comunidad de Madrid. C.S.I.C.

APARICIO, A., GARCÍA-CACHO, L. y PEINADO, M. (1975).- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 71:416-427.

ARTHAUD y MATTE (1975).- Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et reconstruction des conditions de déformation. Tectonophysics, 25:131-171.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R. y MATTE Ph (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). C.R. Acad. Sci. Paris, D. 270:2630-2633.

BARRERA, J.L., BELLIDO, F., BRANDLE, J.L. y PEINADO, M., (1981).- Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español). Cuad. Geol. Iber. 7:219-234.

BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985).- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48,43-55.

BELLIDO, F., APARICIO, A., BRANDLE, J.L., GARCÍA CACHO, I. y SANTOS, V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector Centro-Oriental del Sistema Central Español. Est. geol. 39,271-306.

BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).- Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber. 7:15-52.

BIROT, P. (1937).- Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental. Ann. Geogr. 46:25-42 (Traducción de C. VIDAL BOX en Est. Geogr. 6:155-168 1945).

BISCHOFF, L., WILDERG, H. y BAUMAN, A. (1986).- Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central Spain. Intern. Conf. Iber. Terranes Proj. 233:39.

BOTELLA, F. & HORNOS de (1884).- Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. Actas Soc. Esp. Hist. Nat. 13:79-90. Madrid.

BRANDEBOURGER, E. (1984).- Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et géochimie. Tesis Doctoral: 1-209.

BRANDEBOURGER, E., CASQUET, C., DEBON, F., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., ISNARD, P., Le FORT, P., NAVIDAD, M., PEINADO, M., STUSSI, J.M. y VILLASECA, C. (1983).- Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoides de La Sierra de Guadarrama (España). Stv. Geol. Salm. 18:251-264.

BÜDELL J. (1957).- Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen. Zeit. Geomorph 1(2):223-225.

CABRA, P., GOY, J.L., HOYOS, M. & ZAZO, C. (1983).- Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. Tecniterrae. 51:32-42.

CALDERÓN y ARANA, S. (1884 a).- Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España. Bol. Inst. Libre Enseñanza, 8. Madrid.

CALDERÓN y ARANA, S. (1884 b).- Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat. 13:98-109. Madrid.

CAPOTE, R. (1971).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid:1-289.

CAPOTE, R. (1973).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila. Bol. Geol. Min. 84:425-437.

CAPOTE, R. (1983).- La estructura de la extensión SE. de la Zona Centroibérica en el Sistema Central. Libro Jubilar J.M. Ríos 1:467-476.

CAPOTE, R. (1985).- Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. 79(4):511-522.

CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982).- Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. 76(2):313-331.

CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 86(6):551-596.

CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M.J., GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. Bol. Geol. Min. 88(6):517-520.

CAPOTE, R., PEREJÓN, A. y VILAS, L. (1981).- Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (provincia de Madrid, Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. 7:625-632.

CAPOTE R. y VEGAS R. (1968).- El Paleozoico de los alrededores de Ávila. Est. geol. 24:181-189.

CASILLAS, R. y PEINADO, M. (1987).- Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español). Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. GARCÍA FIGUEROLA, pp. 281-292

CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985).- El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. 79(4):523-548.

CENTENO, J.D. (1983).- Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura Univ. Comp. Madrid: 1-125.

CENTENO, J.D. (1987).- Morfología granítica de un sector de Guadarrama Occidental (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Fac. C.C. Geológicas. Ed. U.C.M. (Inedita). 321 p.

CENTENO, J.D., PEDRAZA, J. & ORTEGA, L.I. (1983).- Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra del Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciaria. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol. 81 (3-4):153-171.

DAVIS, W.M. (1899).- The geological cycle. Geographical Journal, 14:481-504.

DE LA ROCHE, H., STUSSI, J.M. y CHAURIS (1980).- Les granites a deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geoquimiques appuyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogeniques). Sci. de la Terre, 84:5-121.

DOBLAS M., CAPOTE R. y CASQUET C. (1983).- Fenómenos de cizalla en los granitoides de la sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). Sty. Geol. Salm. 18 Num. extr: 27-38 1 n.

EL BOUSEILY, A.M. y SOKKARY, A.A. (1975).- The relation between Rb, Ba and Sc in granitic rocks. Chemical Geology. 16,207-219.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974).- Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera. Stv. Geol. Salm. 7:87-106.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976).- Estudio meso y micratectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-305.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970).- La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya. Bol. Geol. Min. 81:562-568.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971).- Los gneises glandulares del Guadarrama oriental. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 69:69-80.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1985).- Aspectos estra-

tigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. 79 (4):487-509.

FISCHER, R. (1894).- Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel. Dr. A. Pettermanns Mitteil, 40:249-259 y 277-285.

FUSTER, J.M. y MORA PENA, A. (1970).- El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español). Est. Geol. 26:317-321.

FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCÍA CACHO, L., MORA, A. y PEINADO, M. (1974).- Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. 85:595-600.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1988).- El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, pp 27-36.

GARCÍA CACHO, C. (1973).- Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-319.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971).- Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca. Bol. Geol. Min. España, LXXXII, 287-290.

GARZÓN M.G. (1980).- Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español). Serie Resúmenes de Tesis Doctorales Univ. Salamanca 276: 1-31.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del Ojo de Sapo, en la región de Hiedelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. 7:535-546.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 2:125-134.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. & RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978).- Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 89(2):109-113.

HEIM, R.C. (1952).- Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain. Tesis. Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht: 1-66.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1930).- Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel II. Mem. Canal Isabel II.:153-164.

HUERTAS, M.J. (1986).- Pórfidos y diques básicos asociados a la Sierra de Guadarrama, Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 10:245-260.

IBARROLA, E., VILLASECA, C., VIALETTE, Y., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y CASQUET, C. (1988).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. libro Homenaje a L.C. Garcla Figuerola, pp 377-384.

I.G.M.E. (1981).- Investigación Infraestructural Hidrogeológica del Sistema N° 11. Cuenca del Duero.

I.G.M.E. (1982).- Actualización del Inventario de Rocas Industriales de la provincia de Madrid.

I.G.M.E. (1984).- Mapa Metalogenético de España a escala 1:200.000 N° 45 (Madrid), (en prensa).

I.G.M.E. (1985).- Potencial Básico de Granitos y Neises Ornamentales en Castilla y León.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.Ma; RIVEIRO, A. y NAVAIS CONDE, I.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1: 100.000, Memoria explicativa, 1-113 (1974). *Inst. Geol. Min. España*.

KLEIN, C.I. (1959).- Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. *Bull. Ass. Géogr. Franc.* 282-283:51-68.

LANCELOT, J.R., ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1985).- Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74:325-337.

LÁZARO I. (1976).- Estudio geomorfológico de la Cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario) Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid.

LÓPEZ RUIZ S., APARICIO A. y GARCÍA CACHO L. (1975).- El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. *Sistema Central Español. Mem. IGME.* 86-1-127.

LOTZE, F. (1945).- Einige Probleme des Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6:1-12.

MARTÍN ESCORZA C. (1981).- Un proceso de milonitización con extensión cortical en el Macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuad. Geol. Iber.* 7:577-590.

MARTÍN POZAS, J.M. y CABALLERO, M.A. (1972).- Estudio del yacimiento de magnesita del Puerto de la Cruz Verde. *Estudios geológicos*, vol. XXVII" N° 2-3 (pp. 155-165).

MATTE Ph. (1968).- La structure de la virgation hercinienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, 44:1-128.

MATTE, Ph. (1986).- La Chaîne varisque parni les chaînes periatlantiques; modele d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifere. *Bull. Soc. Geol. France* II:1-24.

MENDES F., FUSTER J.M., IBARROLA E. y FERNÁNDEZ SANTÍN S. (1971).- L 'age

de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol). *Rev. Fac. Sci. Lis boa* 2 G 17:345-365.

MOLINA, E. & PELLITERO, E. (1982).- Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila. Hipótesis sobre su génesis. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 80 (1-4):49-56.

NAVIDAD, M. (1978).- Las series glandulares "Olla de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Est. geol.* 34: 511-528.

NAVIDAD, M. (1979).- Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental). *Est. geol.* 35:31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977).- Facies vulcano sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español) *Stv. Geol. Salm.* 12:137-159.

NUEZ, J. de la, UBANELL, A.G. y VILLASECA, C. (1982).- Diques lamprofidicos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 3:53-74.

PARGA, J.R. (1969 a).- Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 37:1-15

PARGA, J. R. (1969 b).- Spatvarisliche Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. *Geol. Rundschau*, 59:323-336.

PEDRAZA J. de (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. Min.* 87 (1):1-12.

PEDRAZA J. de (1978).- Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid: 1-459.

PEDRAZA, J. de, & CENTENO, J. de D., (1987).- Nuevas aportaciones al estudio del glaciario pleistoceno de la Sierra de Guadarrama: el valle glaciar del Barandillo. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA*, 183-186.

PEDRAZA, J. de, CENTENO, J. de D., ACASO, E. & RUBIO, J.C. (1988).- Presencia de suelos estructurados de origen periglaciario en la Sierra de Gredos: círculo de piedras actuales. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas)*, 84:35-37.

PEINADO, M. (1970).- Carácter del metamorfismo en el Macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Est. geol.* 26 (3):323-326.

PEINADO, M. (1973).- Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-199.

PEINADO, M. (1985).- Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo prehercínico.

PEINADO, M. y ÁLVARO, M. (1981).- Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. 7:201-216.

PENCK, W. (1972).- Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology, Hafuer P.C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).

RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and Fracturing of Rocks. MC Graw-Hill Book Company.

RUBIO, J.C. (1984).- La morfología glaciar de la Sierra de la Nava (Macizo de Gredos). Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-182.

SAN MIGUEL, M., GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PEDRO, F. de (1960).- Las Navas del Marqués (532). Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª Serie). IGME.

SCHMIEDER O. (1915).- Die Sierra de Gredos. Mitteil d. Geogr. Gesselsdr. München 10:1-60 Erlangen. (Trad. de C. VIDAL BOX en Est. Geogr. 52:421-440 y 53:629-653, 1953).

SCWENZNER (1936).- Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands. Geographische Abhandlungen, 3 Rei. Heft Stuttgart (Traducción y resumen de C. VIDAL BOX en Bol. R. Soc. Española Hist. Mat., 14:121-147, Madrid, 1943).

SOLÉ SABARIS L. (1952).- Geografía Física de España. Tomo I, Geografía de España y Portugal de R. de Teran. Ed. Montaner y Simón, 500 pags. Barcelona.

UBANELL A.G. (1976).- Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "dicrochements" dextrales tardihercínicos. Com. Serv. Geol. Portugal 60:53-68.

UBANELL, A.G. (1981).- Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber. 7:591-606.

UBANELL, A.G. (1981).- Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber. 7:607-624.

UBANELL, A.G. (1982).- Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. 160/82 Univ. Complut. Madrid. 217p.

VAUDOUR, J. (1977).- Contribution a l'étude Geomorphologique d'une region mediterraneenne semi-aride, la region de Madrid, alteration, sols et paleosols (resumen). Tesis Doctoral Univ. d' Aix-Marseille.

VEGAS, R. (1975).- Wrench (transcurrent) fault System of the Soutwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. Geol. Rundsch., 64(1):266-278.

VIALETTE, Y., BELLIDO, F., FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1981).- Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. Cuad. Geol. Iber. 7:327-338.

VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986).- Orogenic granitic magmatism of prehercinian age. Terra Cognita ICOG 6 meeting 6 (2):1606.

VIALETTE, Y., CASQUET C., FUSTER J.M., IBARROLA, E., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987).- Geochronogological study of orthogeneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jarh.

VICENTE, G. de, MARTÍNEZ, J., CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1985).- Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central. Public. Esp. Univ. Oporto.

VILLASECA, C. (1985).- Los granitos de la Sierra de Guadarrama. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. 79 (4):573-587.

VILLASECA, C. y NUEZ, J. (1986).- Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. Est. geol. 42, 69-77.

WAARD, D. (1950).- Poligenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain, Bull. Com. Geol. Finlande 23:51-56.